

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

SILMARA CAMPOS

**Formação Ponta do Mel – Albiano da Bacia Potiguar:
geoquímica na análise da evolução diagenética**

CURITIBA

2012

SILMARA CAMPOS

FORMAÇÃO PONTA DO MEL – ALBIANO DA BACIA POTIGUAR:
GEOQUÍMICA NA ANÁLISE DA EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação, Área de Concentração em Geologia Exploratória, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. José Manoel dos Reis Neto.

CURITIBA
2012

Campos, Silmara

Formação Ponta do Mel – Albiano da Bacia Potiguar: geoquímica na análise da evolução diagenética / Silmara Campos. – Curitiba, 2012.
189 f. : il.; graf., tab.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia.
Orientador: José Manoel dos Reis Neto

1. Rochas carbonáticas. 2. Isótopos estáveis. I. Reis Neto, José Manoel dos. II. Título.

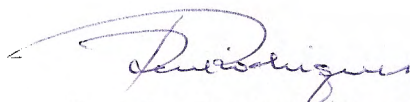
CDD 552.58

TERMO DE APROVAÇÃO

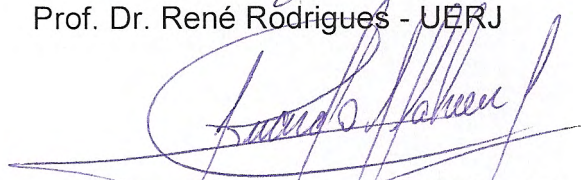
SILMARA CAMPOS

"FORMAÇÃO PONTA DO MEL – ALBIANO DA BACIA POTIGUAR:
GEOQUÍMICA DA ANÁLISE DA EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA".

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para
obtenção do grau de Mestre no Programa de Pós-Graduação
em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória,
da Universidade Federal do Paraná, Comissão formada por:



Prof. Dr. René Rodrigues - UERJ



Prof. Dr. Ricardo Jahnert – PETROBRAS



Prof. Dr. José Manoel dos Reis Neto - UFPR
Presidente

Curitiba, 03 de agosto de 2012.

*À Neide e ao João,
queridos pais, meus verdadeiros mestres,
dedico este trabalho*

AGRADECIMENTOS

Uma dissertação não se faz apenas com os olhos grudados nos livros e com as mãos analisando. É um pedaço da vida da gente que depende de outras pessoas, às quais nesse momento agradeço.

Ao pessoal do LAMIR: Sr. Carlos que me mostrou o respeito e o rigor nos procedimentos de preparação das amostras; Sueli e Evelin, pela graça e sorriso em ensinar o manuseio dos instrumentos; ao Secchi, Clarisse, Franciele, Keiji e Mikael pela paciência em responder minhas perguntas e curiosidades e pelas inúmeras repetições de análises, e à Áurea pelo suporte na administração.

Ao Prof. José Manoel, meu orientador, agradeço pelo incessante entusiasmo e interminável disposição e por ter me provocado a entrar nessa jornada, da qual já tenho muito orgulho.

À PETROBRAS, como instituição, e nas pessoas dos gerentes que permitiram que eu ficasse esse tempo longe das atividades normais: Guilherme Gontijo, Joelson Falcão, Augusto Franklin e Sylvia Anjos.

Ao pessoal do laboratório da PETROBRAS da Bacia de Santos pela confecção das lâminas petrográficas, e da Bacia Potiguar pela ajuda na coleta das amostras, à Miriam do Laboratório da Universidade PETROBRAS e à Caroline pela ajuda na coleta das amostras dos testemunhos.

Aos meus colegas Bira, Liliane, Maurilo, Elio, Spadini, Cecília, Almério, Nilo e Marcele, pelas discussões sobre a bacia e sobre carbonatos. Ao Elmo, Solange, Luiz, Isaac e Renata pela ajuda nas figuras e na pesquisa ao banco de dados. À Ângela Dieb, Andréia, Josi, meninas da documentação técnica da PETROBRAS em Natal, por serem sempre tão prestativas e assim fazerem parte do crescimento do conhecimento científico.

Aos meus colegas e amigos da PETROBRAS: Otaviano, Mariela e Eugênio pelas palavras decisivas de incentivo e apoio, sensíveis àquele momento da minha vida.

Ao pessoal do CECAV/ICMBio: Jocy, Uilson, Diego, Darci, Iatagã, Tião e D. Severina que me proporcionaram as viagens ao mundo das cavernas de forma divertida, segura e bem alimentada.

À Prof^a. Dr^a. Barbara Trzaskos e ao Dr. Pedro Xavier por terem avaliado a minha qualificação em tempo recorde.

Às minhas jovens colegas de mestrado: Laís, Ana Paula, Márgia, Talita e Alessandra e à quase-geóloga Fernanda, pelo alegre convívio nesse período.

De forma especial agradeço ao Gerson Terra, pelos preciosos ensinamentos em carbonatos, pelas ideias, pelas discussões e principalmente pelo socorro sempre que precisei.

Ao Pedro Xavier, agradeço imensamente pelo incentivo desde o primeiro momento, pelo fornecimento da vasta bibliografia, pela força em momentos críticos e pelo acompanhamento constante desse meu caminho.

Aos revisores especiais do meu texto na reta final: Mariela, Gerson e Pedro. Foi um luxo!

À minha família curitibana agradeço pela compreensão da minha ausência de convívio, apesar da presença física. À minha família natalense agradeço pela (im)paciência na espera do meu retorno. Aos meus sobrinhos queridos, Renata, Henrique, João Pedro e Ana Júlia, foi bonito ver e participar um pouquinho das vossas descobertas e conquistas.

Ao Seu João que me mostrou que nenhum obstáculo o impede de aprender mais um pouquinho. À D. Neide que me lembrou que hiperatividade não tem idade.

E, por causa de todo esse arsenal de pessoas, a quem serei sempre grata, agora eu sei quartear amostras, usar o moinho excêntrico e o de panelinhas, fazer catodoluminescência, preparar uma boa amostra de DRX, usar e limpar a prensa, ver a birrefringência dos carbonatos, usar o *Corel-Draw*, usar Alizarina-S, usar o *Grapher*, colocar amostras no *vail*, tabelar resultados, distinguir alga verde de alga vermelha, operar o MEV, lixar lâminas petrográficas na pasta abrasiva 600, pesar com 4 dígitos, ter mais paciência, “binarizar” imagens, fazer café de máquina, subir escadas, repetir análises, lavar moinhos, lavar *beckers*, não abrir a estufa de 1000°C, identificar bordas de reação, pesquisar artigos, pedir artigos, ter dúvidas, capturar imagens...

Agradeço também à *saddle dolomite*. Não a encontrei por aqui, mas como a busquei obstinadamente, nesse trilhar acabei encontrando outras belezas geológicas.

E, enfim, como dizem os nordestinos: “Valeu boi!”

“...Só as pedras sabiam o formato do silêncio...”
(Manoel de Barros)

RESUMO

O objetivo deste estudo foi caracterizar os eventos diagenéticos identificados na Formação Ponta do Mel através de análises geoquímicas, aliadas à descrição petrográfica, e reconhecer os processos que podem desenvolver ou preservar porosidade em rochas carbonáticas. A Formação Ponta do Mel representa o registro sedimentar de uma estreita plataforma carbonática depositada durante o Albiano na Bacia Potiguar, situada na porção sudeste da Margem Equatorial Brasileira. Esta unidade é composta por *mudstones* e margas na base que gradam em direção ao topo para *grainstones/rudstones* formados por oncolitos, pelóides e algas calcárias, entre outros bioclastos. Análises petrográficas de amostras de testemunhos e de amostras de calha oriundas da perfuração de poços da PETROBRAS, aliadas às análises geoquímicas de isótopos estáveis de carbono e oxigênio, além de elementos maiores e menores, permitiram caracterizar três intervalos com evolução distinta. A sequência inferior, caracterizada por sedimentos de águas profundas, encontra-se depositada sobre arenitos fluviais da Formação Açu e apresenta, no topo, feições de paleocarste sob a discordância que a separa da seção sobreposta. A sequência intermediária é composta de *grainstones* dolomitizados. As dolomitas apresentam-se quimicamente desde próximas da estequiometria até dolomitas calcíticas. As texturas variam de subédrica a euédrica, com porosidade intercrystalina de até 21%. A dolomitização desse intervalo foi multifásica, com recristalização por fluidos hidrotermais. Na sequência superior os *grainstones* se encontram preservados de dolomitização e apresentam pequenas intercalações de rochas siliciclásticas. Evidências de carstificação epigênica singenética foram observadas, as quais se associam a rebaixamentos do nível relativo do mar. Posteriormente, reativações tectônicas que afetaram a bacia a partir do Campaniano, desenvolveram fraturas e falhas, aproveitando principalmente as zonas de fraqueza do paleocarste. As fraturas foram parcialmente preenchidas por calcita através da percolação de fluidos hidrotermais, provavelmente associados aos efeitos térmicos do Magmatismo Macau, que perdurou de 49 a 6 Ma.

Palavras-chaves: Formação Ponta do Mel. Bacia Potiguar. Geoquímica. Isótopos de carbono e oxigênio. Carste. Dolomitização.

ABSTRACT

The aim of this study was to characterize the diagenetic events identified in the Ponta do Mel Formation through geochemical analyses coupled with petrographic description and recognize the processes which can develop or preserve porosity in carbonate rocks. The Ponta do Mel Formation represents the sedimentary record of a narrow carbonate platform deposited during the Albian in the Potiguar Basin, located in the southeastern part of the Brazilian Equatorial Margin. This unit is composed by mudstones and marls at the base, which grade toward the top into grainstones and rudstones formed out of oncolites, peloids, calcareous algae and other bioclasts. Petrographic analyses of core samples and drill cutting samples from PETROBRAS wells, combined with geochemical analyses of Carbon and Oxygen stable isotopes, as well as major and minor chemical elements allowed the characterization of three intervals with distinct evolution. The lowermost sequence is characterized by deep-sea sediments which were deposited upon fluvial sandstones of the Açu Formation and presents, at its top, features of paleokarst beneath the unconformity which bounds the overlying section. The intermediate sequence is composed of dolomitised grainstones. The dolomites range in composition from near stoichiometric to calcitic dolomite. The textures span from euhedral to subhedral with up to 21% of intercrystalline porosity. The dolomitization of this sequence was multiphase, with recrystallization by hydrothermal fluids. In the upper sequence the grainstones were preserved from dolomitization and minor interbedding of siliciclastic rocks are present. Evidence of epigenetic syngenetic karstification were observed, associated with relative sea level drops. Afterward, tectonic reactivations that affected the basin from the Campanian onwards developed fractures and faults that occur mainly over weakness zones of paleocarbonate. The fractures were partially filled with calcite through the percolation of hydrothermal fluids, possibly associated with the thermal effect of Macau igneous event, which lasted from 49 to 6 Ma.

Key words: Ponta do Mel Formation. Potiguar Basin. Geochemistry. Carbon and oxygen isotopes. Karst. Dolomitization.

LISTA DE FIGURAS

| | |
|--|-----|
| FIGURA 1 - Mapa das bacias sedimentares da margem equatorial..... | 017 |
| FIGURA 2 - Mapa Geológico da Bacia Potiguar..... | 019 |
| FIGURA 3 - Arcabouço tectônico da Bacia Potiguar..... | 023 |
| FIGURA 4 - Seção geológica esquemática regional da Bacia Potiguar..... | 025 |
| FIGURA 5 - Evolução tectono-estratigráfica da Bacia Potiguar..... | 026 |
| FIGURA 6 - Carta estratigráfica da Bacia Potiguar..... | 028 |
| FIGURA 7 - Mapa de isópacas da Formação Ponta do Mel..... | 034 |
| FIGURA 8 - História do soterramento da Formação Ponta do Mel..... | 035 |
| FIGURA 9 - Organismos da Formação Ponta do Mel..... | 036 |
| FIGURA 10 - Biolito coralgálico..... | 037 |
| FIGURA 11 - Calcarenito espático bioclástico/peloidal/oncolítico..... | 038 |
| FIGURA 12 - Calcarenito espático oolítico..... | 040 |
| FIGURA 13 - Seção faciológica esquemática da Formação Ponta do Mel..... | 041 |
| FIGURA 14 - Fluxograma da metodologia utilizada..... | 044 |
| FIGURA 15 - Mapa de localização dos poços amostrados..... | 044 |
| FIGURA 16 - Mini-broca e testemunho..... | 046 |
| FIGURA 17 - Amostras de calha antes e após a lavagem..... | 047 |
| FIGURA 18 - Lavadora ultra-sônica e as amostras no Copo de <i>Becker</i> | 048 |
| FIGURA 19 - Amostra no Copo de <i>Becker</i> antes e após a lavagem..... | 048 |
| FIGURA 20 - Secagem da amostra e retirada de material magnético..... | 049 |
| FIGURA 21 - Amostras de calha do poço P1 após lavagem..... | 050 |
| FIGURA 22 - Moinho e porta-amostras..... | 050 |
| FIGURA 23 - Classificação de porosidade de Luo e Machel (1995)..... | 061 |
| FIGURA 24 - Classificação de brechas de Loucks (1999)..... | 062 |
| FIGURA 25 - Classificação genética de porosidade de Ahr (2008)..... | 063 |
| FIGURA 26 - Classificação das rochas carbonáticas..... | 067 |
| FIGURA 27 - Perfil litológico esquemático do testemunho basal do poço P3..... | 068 |
| FIGURA 28 - Fotomicrografias dos <i>mudstones</i> do poço P3..... | 069 |
| FIGURA 29 - Perfil litológico esquemático do testemunho do poço P4..... | 071 |
| FIGURA 30 - Perfil litológico esquemático do testemunho do poço P2..... | 072 |
| FIGURA 31 - Fotomicrografias do <i>GSTBioPel</i> do poço P2..... | 074 |

| | |
|--|-----|
| FIGURA 32 - Fotomicrografias do <i>GSTBioPel</i> do poço P2..... | 074 |
| FIGURA 33 - Fotomicrografias do <i>GSTBioPel</i> do poço P2..... | 074 |
| FIGURA 34 - Fotomicrografias do <i>GSTBioPel</i> do poço P2..... | 075 |
| FIGURA 35 - Fotomicrografias do <i>GSTBioPel</i> do poço P2..... | 075 |
| FIGURA 36 - Fotomicrografias do <i>GSTBioPel</i> do poço P2..... | 075 |
| FIGURA 37 - Fotomicrografias do <i>RUDOnBioPel</i> do poço P3..... | 076 |
| FIGURA 38 - Fotomicrografias do <i>GSTPelBio</i> do poço P3..... | 076 |
| FIGURA 39 - Fotomicrografias do <i>GSTPelOnBio</i> do poço P3..... | 076 |
| FIGURA 40 - Modelo esquemático dos ambientes deposicionais..... | 077 |
| FIGURA 41 - Estilolitos dos poços P2 e P3..... | 079 |
| FIGURA 42 – Rocha dolomítica da amostra P3.G..... | 083 |
| FIGURA 43 - Fotomicrografias de dolomitas euédricas do poço P3..... | 087 |
| FIGURA 44 - Fotomicrografias de poros intercristalinos em dolomitas do poço P3..... | 087 |
| FIGURA 45 - Fotomicrografias de textura planar-s em dolomitas do poço P3... | 087 |
| FIGURA 46 - Fotomicrografias de <i>vugs</i> preenchidos por calcita do poço P3..... | 088 |
| FIGURA 47 - Fotomicrografias de <i>grainstones</i> dolomitizados do poço P3..... | 088 |
| FIGURA 48 - Fotomicrografias de textura planar-e em dolomitas do poço P3... | 088 |
| FIGURA 49 - Fotomicrografias de dolomitas do poço P3..... | 089 |
| FIGURA 50 - Fotomicrografias de dolomitas do poço P3..... | 089 |
| FIGURA 51 - Fotomicrografias em CL de dolomitas do poço P3..... | 089 |
| FIGURA 52 - Fotomicrografias em CL de dolomitas do poço P3..... | 090 |
| FIGURA 53 - Desenho esquemático das texturas dolomíticas..... | 090 |
| FIGURA 54 - Perfil litológico dos poços P2, P3 e P4 e indicação das fraturas... | 094 |
| FIGURA 55 - Fotografias e fotomicrografias da amostra P2.Ffr..... | 096 |
| FIGURA 56 - Catodoluminescência em cristais de calcita da amostra P2.Ffr..... | 096 |
| FIGURA 57 - Catodoluminescência em cristais de calcita da amostra P2.Ffr..... | 097 |
| FIGURA 58 - Foto e fotomicrografias da fratura da amostra P2.G1fr..... | 097 |
| FIGURA 59 - Foto e fotomicrografias da fratura da amostra P2.G1fr..... | 098 |
| FIGURA 60 - Fotomicrografias da fratura da amostra P2.G2fr..... | 099 |
| FIGURA 61 - Fotomicrografia da fratura da amostra P2.G2fr..... | 099 |
| FIGURA 62 - Fotos e fotomicrografias da fratura da amostra P2.J1fr..... | 100 |
| FIGURA 63 - Fotos e fotomicrografias da brecha da amostra P3.L..... | 102 |
| FIGURA 64 - Foto e fotomicrografia da fratura da amostra P3.J2fr..... | 102 |

| | |
|--|-----|
| FIGURA 65 - Fotomicrografias e CL da fratura da amostra P3.J2fr | 103 |
| FIGURA 66 - Fotomicrografias da fratura da amostra P3.Hfr..... | 103 |
| FIGURA 67 - Fotomicrografias da fratura da amostra P3.Afr..... | 103 |
| FIGURA 68 - Desenho esquemático das fraturas..... | 105 |
| FIGURA 69 - Diagrama de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dos ambientes diagenéticos e das dolomitas..... | 112 |
| FIGURA 70 - Perfil litológico dos poços P2, P3 e P4 versus a variação de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ | 115 |
| FIGURA 71 - Perfil químico das amostras dos poços P2, P3 e P4..... | 118 |
| FIGURA 72 - Fotomicrografias das amostras do topo do poço P1..... | 121 |
| FIGURA 73 - Fotomicrografias das amostras do intervalo intermediário do poço P1..... | 121 |
| FIGURA 74 - Fotomicrografias das amostras da base do poço P1..... | 121 |
| FIGURA 75 - Perfil litológico do poço P1..... | 122 |
| FIGURA 76 - Fotomicrografias dos <i>grainstones</i> do poço..... | 123 |
| FIGURA 77 - Fotomicrografias dolomitas do poço P1..... | 124 |
| FIGURA 78 - Fotomicrografias e seções de μCT das amostras do poço P1..... | 125 |
| FIGURA 79 - Difratograma das principais reflexões da dolomita..... | 126 |
| FIGURA 80 - Fotomicrografias das rochas dolomíticas com as fraturas..... | 128 |
| FIGURA 81 - Fotomicrografias e imagens em MEV das amostras do poço P1.. | 129 |
| FIGURA 82 - Fotomicrografias das amostras da seção carstificada do poço P1. | 131 |
| FIGURA 83 - Desenho esquemático da carstificação do poço P1..... | 132 |
| FIGURA 84 - Perfil litológico do poço P1 com a variação isotópica..... | 137 |
| FIGURA 85 - Perfil químico do poço P1..... | 141 |
| FIGURA 86 - Seção geológica esquemática entre os poços P1, P2, P3 e P4.... | 143 |
| FIGURA 87 - Perfil químico das rochas dolomíticas dos poços P1 e P3..... | 145 |
| FIGURA 88 - História do soterramento da Formação Ponta do Mel..... | 150 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|---|-----|
| TABELA 1 - Profundidade e nomenclatura das amostras de testemunhos..... | 045 |
| TABELA 2 - Perdas de circulação nos poços P1, P2, P3 e P4..... | 065 |
| TABELA 3 - Topo e base da Formação Ponta do Mel e recuperação de testemunhos nos poços P2, P3 e P4 | 065 |
| TABELA 4 - Presença e forma dos estilólitos nas amostras dos testemunhos.. | 080 |
| TABELA 5 - Critérios petrográficos para caracterização de dolomitização..... | 084 |
| TABELA 6 - Descrição das dolomititas do poço P3..... | 085 |
| TABELA 7 - Descrição das fraturas dos poços P2 e P3..... | 093 |
| TABELA 8 - Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ da rocha matriz dos testemunhos..... | 107 |
| TABELA 9 - Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ das calcitas das fraturas dos poços P2 e P3..... | 110 |
| TABELA 10 - Valores de porosidade medidas por μCT em amostras do poço P1..... | 126 |
| TABELA 11 - Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ das calcitas das fraturas do poço P1..... | 138 |
| TABELA 12 - Porosidade da Formação Ponta do Mel..... | 155 |

LISTA DE GRÁFICOS

| | |
|---|-----|
| GRÁFICO 1 - Diagrama de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para o conjunto das amostras de rocha matriz dos testemunhos..... | 108 |
| GRÁFICO 2 - Diagrama de $\delta^{13}\text{C}$ versus profundidade para as amostras de rocha matriz dos testemunhos dos poços P2, P3 e P4..... | 108 |
| GRÁFICO 3 - Diagrama de $\delta^{18}\text{O}$ versus profundidade para as amostras de rocha matriz dos testemunhos dos poços P2, P3 e P4..... | 109 |
| GRÁFICO 4 - Diagrama de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ das fraturas dos testemunhos dos poços P2 e P3..... | 110 |
| GRÁFICO 5 - Diagrama de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ da Formação Ponta do Mel (rocha matriz e fraturas)..... | 111 |
| GRÁFICO 6 - Grau de ordenamento das dolomitas do poço P1..... | 127 |
| GRÁFICO 7 - Diagrama de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ do poço P1..... | 133 |
| GRÁFICO 8 - Temperatura x razão Ca/Mg de formação das dolomitas..... | 146 |
| GRÁFICO 9 - Diagrama de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para as dolomitas dos poços P1 e P3..... | 148 |
| GRÁFICO 10 - Equações de paleotemperatura pelo $\delta^{18}\text{O}$ | 148 |
| GRÁFICO 11 - Diagrama de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para as calcitas de fraturas dos P1, P2, P3 e P4..... | 152 |

SUMÁRIO

| | | |
|----------|--|------------|
| 1 | INTRODUÇÃO | 016 |
| 2 | GEOLOGIA REGIONAL DA BACIA POTIGUAR | 020 |
| 2.1 | LOCALIZAÇÃO | 020 |
| 2.2 | HISTÓRICO DO CONHECIMENTO DA GEOLOGIA DA BACIA POTIGUAR..... | 020 |
| 2.3 | ARCABOUÇO ESTRUTURAL E EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR DA BACIA POTIGUAR..... | 021 |
| 2.4 | ESTRATIGRAFIA DA BACIA POTIGUAR..... | 027 |
| 3 | GEOLOGIA DA FORMAÇÃO PONTA DO MEL..... | 033 |
| 3.1 | INTRODUÇÃO..... | 033 |
| 3.2 | DESCRIÇÃO DAS FÁCIES..... | 035 |
| 3.2.1 | Fácies de borda de plataforma e fácies associadas..... | 036 |
| 3.2.2 | Fácies de laguna..... | 037 |
| 3.2.3 | Fácies de intermaré e inframaré rasa..... | 038 |
| 3.2.4 | Fácies de barras..... | 039 |
| 3.2.5 | Fácies de planície de maré..... | 040 |
| 3.2.6 | Fácies de águas profundas..... | 040 |
| 3.2.7 | Doloespatito..... | 042 |
| 3.3 | PROCESSOS DIAGENÉTICOS..... | 042 |
| 4 | MÉTODOS E TÉCNICAS | 043 |
| 4.1 | AMOSTRAGEM E ETAPAS DA PREPARAÇÃO | 044 |
| 4.1.1 | Amostras de testemunhos | 045 |
| 4.1.2 | Amostras de calha..... | 046 |
| 4.2 | TÉCNICAS ANALÍTICAS..... | 051 |
| 4.2.1 | Microscopia por Luz Transmitida (MLT)..... | 051 |
| 4.2.2 | Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV/EDS)..... | 051 |
| 4.2.3 | Difração de Raios-X (DRX)..... | 052 |
| 4.2.4 | Fluorescência de Raios-X (FRX)..... | 053 |
| 4.2.5 | Termogravimetria (TG)..... | 054 |
| 4.2.6 | Isótopos estáveis de carbono e oxigênio..... | 055 |
| 4.2.7 | Catodoluminescência (CL)..... | 056 |

| | | |
|-----------|---|------------|
| 4.2.8 | Microtomografia de Raios-X (μ CT)..... | 057 |
| 5 | POROSIDADE CÁRSTICA | 058 |
| 6 | CARACTERIZAÇÃO DA FORMAÇÃO PONTA DO MEL | 066 |
| 6.1 | CARACTERIZAÇÃO DOS TESTEMUNHOS..... | 066 |
| 6.1.1 | ANÁLISE PETROGRÁFICA..... | 067 |
| 6.1.1.1 | Arcabouço deposicional | 067 |
| 6.1.1.1.1 | Fácies de águas profundas..... | 068 |
| 6.1.1.1.2 | Fácies de plataforma rasa..... | 070 |
| 6.1.1.1.3 | Ambiente deposicional dos testemunhos..... | 073 |
| 6.1.1.2 | Feições e processos diagenéticos..... | 078 |
| 6.1.1.2.1 | Estilolitos..... | 078 |
| 6.1.1.2.2 | Dolomitização..... | 081 |
| 6.1.1.2.3 | Fraturas..... | 091 |
| 6.1.2 | ANÁLISE GEOQUÍMICA..... | 106 |
| 6.1.2.1 | Isótopos de carbono e oxigênio..... | 106 |
| 6.1.2.2 | Elementos maiores e elementos traços..... | 116 |
| 6.2 | CARACTERIZAÇÃO DAS AMOSTRAS DE CALHA..... | 119 |
| 6.2.1 | ANÁLISE MACROSCÓPICA..... | 119 |
| 6.2.1.1 | Arcabouço deposicional..... | 119 |
| 6.2.1.2 | Feições e processos diagenéticos..... | 123 |
| 6.2.1.2.1 | Dolomitização..... | 123 |
| 6.2.1.2.2 | Fraturas..... | 127 |
| 6.2.1.2.3 | Carstificação..... | 130 |
| 6.2.2 | ANÁLISE GEOQUÍMICA..... | 133 |
| 6.2.2.1 | Isótopos de carbono e oxigênio..... | 133 |
| 6.2.2.2 | Elementos maiores e elementos traços..... | 138 |
| 7 | EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA FORMAÇÃO PONTA DO MEL..... | 142 |
| 8 | CONCLUSÕES..... | 157 |
| | REFERÊNCIAS..... | 160 |
| | APÊNDICES..... | 169 |

1 INTRODUÇÃO

As rochas carbonáticas da Formação Ponta do Mel foram estudadas desde as primeiras perfurações em busca de petróleo na porção marítima da Bacia Potiguar, a partir dos anos 70. Com a descoberta do Campo de Ubarana, primeiro campo de petróleo na Bacia Submersa em 1973, vários estudos passaram a ter como objetivo a identificação de áreas prospectáveis e com condições de porosidade e permeabilidade de tornarem-se alvo de novas perfurações. Já naquela época as rochas carbonáticas eram potenciais reservatórios de petróleo, sendo grandes produtoras no Oriente Médio. Em 1981, um estudo conduzido por Tibana e Terra teve como objetivo a caracterização das microfácies da Formação Ponta do Mel para definição das melhores litofácies, sob o ponto de vista permoporoso, com a finalidade de tornarem-se alvos exploratórios. Tanto esse estudo de 1981, como posteriormente o trabalho de Terra (1990a) tiveram papel importante como trabalhos pioneiros no Brasil na descrição de microfácies em rochas carbonáticas nas bacias sedimentares brasileiras. No entanto, a conclusão para a Formação Ponta do Mel foi a de uma plataforma carbonática rica em conteúdo fossilífero e variedade de grãos aloquímicos, mas pobre em porosidade, primária ou secundária.

O objetivo deste estudo é analisar os sedimentos carbonáticos da Formação Ponta do Mel, agora sob a ótica dos fenômenos capazes de gerar porosidade que seja geneticamente atribuída a processos de carstificação, sejam eles associados à exposições subaéreas ou hipogênicos. Neste caso, as microfácies, apesar de serem sempre importantes, têm papel secundário no arcabouço poroso. Os elementos para realizar este estudo são principalmente as análises geoquímicas aliadas à descrição macro e microscópica do arcabouço da rocha e das alterações tardi-diagenéticas.

As bacias sedimentares da Margem Equatorial (Pará-Maranhão, Barreirinhas, Ceará e Potiguar, FIGURA 1) tiveram uma evolução diferente das bacias da Margem Leste, principalmente devido à tectônica transcorrente que as geraram. Em função desse estilo tectônico, cada bacia tem um desenvolvimento com características distintas em termo de subsidência, fluxo térmico, estratigrafia, magmatismo e os posteriores eventos de soerguimento e de deformação (MILANI e THOMAZ FILHO, 2000).

Pela sua localização particular, a Bacia Potiguar é um segmento de ligação entre a Margem Equatorial e a Margem Leste, e por isso mesmo possui elementos de ambos os contextos, tornando o entendimento de sua evolução ao mesmo tempo complexo, mas muito importante para a compreensão da ruptura dos continentes sul-americano e africano. Tectonicamente são descritos três eventos principais: o início da ruptura da crosta no Neo-Berriasiano (CREMONINI *et al.* 1998), tendo como direção principal WNW-ESSE indo até o Eo-Barremiano e a direção E-W entre o Neo-Barremiano e o Eo-Aptiano onde se inicia a fase transicional aptiana e a etapa da deriva continental e deposição marinha. A partir do Neo-Campaniano uma deformação transcorrente afetou a área, tendo sido responsável por uma discordância importante na porção marítima da bacia.

Esse é o contexto especial em que a Formação Ponta do Mel torna-se testemunha de um mundo geológico que em breve seria parecido com o atual. E o seu estudo pode contribuir para tornar mais precisa a cronologia de alguns eventos de caráter regional e verificar se a reativação tectônica que ocorreu após a fase *rift* foi capaz de gerar fraturamentos de forma a criar um sistema de porosidade com potencial para rocha-reservatório de petróleo.

Para este estudo foram selecionados quatro poços na porção marítima da Bacia Potiguar, sendo três deles amostrados a partir de testemunhos retirados em

posições estratigráficas distintas da Formação Ponta do Mel: base (Poço 3), porção intermediária (Poço 3) e seção superior (Poços 2, 3 e 4) e um poço (Poço 1), estudado a partir de amostras de calha que abrangem toda a seção carbonática (FIGURA 2). As análises realizadas permitiram a caracterização química, mineralógica e isotópica das amostras e a comparação com os estudos das microfácies e feições diagenéticas observadas nas análises macro e microscópicas.

Esta dissertação foi organizada em três partes: a primeira, dos capítulos 1 ao 5, é constituída pela revisão bibliográfica do conhecimento geológico da Bacia Potiguar e da Formação Ponta do Mel e a descrição das técnicas e métodos empregados nas análises e uma revisão de conceitos sobre porosidade cárstica. A segunda parte, corpo principal do trabalho (capítulos 6 e 7), foi dividida para apresentar de forma separada os resultados obtidos a partir das análises petrográficas e químicas dos testemunhos e das amostras de calha, pois estas amostras têm natureza bastante distintas umas das outras. Finalizando a segunda parte é apresentada a integração dos dados e as possíveis interpretações para os resultados. A finalização desta dissertação, terceira parte do trabalho, apresenta no Capítulo 8 as conclusões alcançadas pelo entendimento de todo esse estudo.

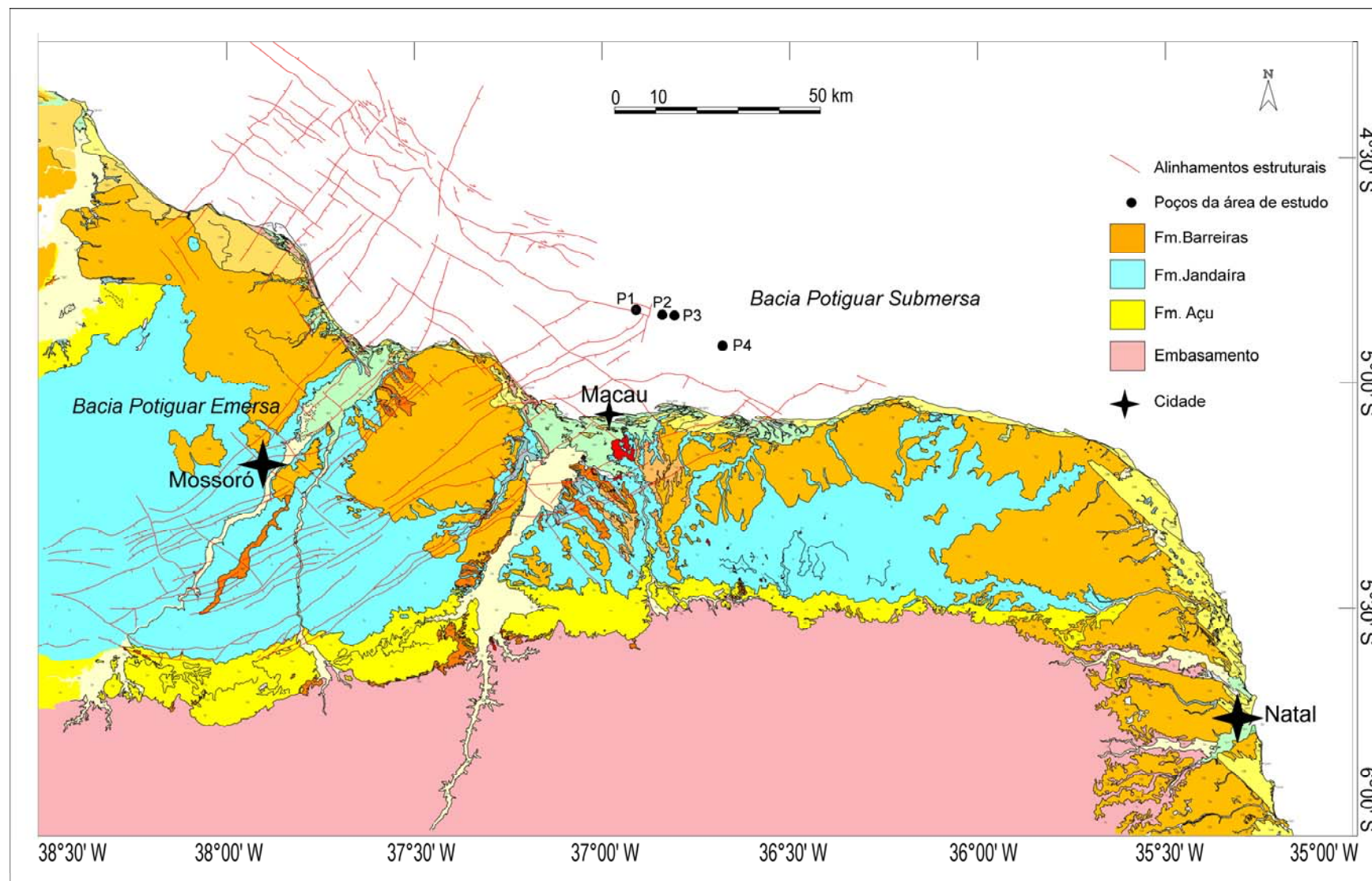


FIGURA 2: Mapa de localização da Bacia Potiguar. Modificado de CPRM (2004).

2 GEOLOGIA REGIONAL DA BACIA POTIGUAR

2.1 LOCALIZAÇÃO

A Bacia Potiguar ocorre nos estados do Rio Grande do Norte e Ceará, entre os paralelos 4°50'S e 5°40'S e os meridianos 35°0'S e 38°30'W. Apenas uma parte desta bacia aflora e é denominada Bacia Potiguar Emersa, a outra parte encontra-se submersa, sendo conhecida apenas através de dados de subsuperfície (sísmica e por poços perfurados pela PETROBRAS desde 1970) e é chamada Bacia Potiguar Submersa (FIGURA 2).

Delimita-se a sul, na porção emersa, pelas rochas do embasamento cristalino, a Oeste pelo Alto de Fortaleza e a Leste pelo Alto de Touros. O limite Norte (submerso) é a isóbata de 3.000 metros, segundo a Agência Nacional do Petróleo (ANP).

2.2 HISTÓRICO DO CONHECIMENTO DA GEOLOGIA DA BACIA POTIGUAR

As rochas aflorantes da Bacia Potiguar Emersa foram documentadas a partir de 1885 e 1887 com as citações de Bularmarqui e White (citados por VASCONCELOS, 1995), respectivamente sobre estudos de fósseis e sedimentos. As potencialidades aquíferas das rochas da bacia foram estudadas por Crandall em 1910 (citado por VASCONCELOS, 1995).

Em 1913, Sopper organizou os sedimentos reconhecidos na bacia e dividiu-os em “Camadas de Arenitos”, “Camadas de Calcário” e “Camadas de Areia e Argila”, elaborando assim a primeira organização estratigráfica das rochas da Bacia Potiguar (citado por CÓRDOBA, 2001).

Os carbonatos aflorantes foram datados por Maury em 1924 e 1934, atribuindo-lhes idade turoniana e Oliveira e Leonardos (1943) agruparam as camadas definidas por Sopper sob a denominação de Grupo Apodi (citados por VASCONCELOS, 1995).

As rochas areníticas e calcárias foram denominadas por Kreidler (1949, citado por CÓRDOBA, 2001) e Kreidler e Andery (1950, citado por CÓRDOBA, 2001) de Arenito Açú e Calcário Jandaíra, respectivamente. Kegel (1957, citado por CÓRDOBA, 2001) e Beurlen (1961, citado por CÓRDOBA, 2001) avançaram com os estudos paleontológicos destas formações. A primeira carta estratigráfica da Bacia Potiguar foi formalizada por Sampaio e Schaller em 1968, e continha as duas unidades definidas por Cypriano e Nunes em 1967 (citados por VASCONCELOS, 1995): Grupo Apodi formado pelas formações Açú que seriam as “Camadas de Arenito” e Jandaíra que seriam as rochas carbonáticas.

A partir da década de 1970, com o desenvolvimento das pesquisas petrolíferas na Bacia Potiguar Emersa e Submersa o conhecimento teve rápido avanço e Souza (1982) publicou a primeira carta estratigráfica da bacia incluindo as formações da porção submersa.

A bacia tornou-se importante no cenário econômico a partir da descoberta dos primeiros campos de petróleo: em 1973 na porção submersa da bacia (Campo de Ubarana) e em 1979 na porção emersa (Campo de Mossoró).

A partir da exploração sistemática do petróleo na bacia, diversos estudos foram realizados pelos profissionais da PETROBRAS em dissertações e teses de mestrado e doutorado com base principalmente nos dados de subsuperfície dos poços perfurados e em levantamentos sísmicos adquiridos.

Com a quebra do monopólio em 1998 e com o fomento realizado pela Agência Nacional do Petróleo a bacia passou a ser fonte de estudos também para os alunos das universidades utilizando-se de dados adquiridos anteriormente ou adquiridos em novos estudos.

2.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL E EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR

A Bacia Potiguar, inserida no contexto da evolução das bacias da margem equatorial atlântica, implantou-se no domínio tectônico da Província Borborema (ALMEIDA *et al.* 1977), reflexo da ruptura do supercontinente Gondwana. A idade eo-jurássica é atribuída para esse início, movimento que também originou diversas bacias interiores na Província Borborema, tais como Bacia do Araripe, Rio do Peixe,

Lavras da Mangabeira, Iguatu. Esse rompimento deu origem posteriormente ao Oceano Atlântico Sul e às bacias costeiras da margem brasileira e africana.

O substrato sobre o qual se iniciou a sedimentação da bacia cretácica foi caracterizado por Jardim de Sá (1984, 1994), como sendo constituído por rochas das faixas supracrustais com direção NE-SW, aflorantes a oeste do limite emerso da bacia e rochas do domínio gnáissicos-migmatíticos, situadas no limite sul. Essas rochas são delimitadas a sul pela zona de cisalhamento Patos, de direção E-W.

A Bacia Potiguar representa um *rift* intracontinental em sua porção emersa e uma bacia do tipo *pull-apart* em sua porção submersa, segundo Neves (1987, citado por CALDAS, 1998). A geodinâmica dessa fragmentação que originou as bacias intracontinentais, bem como as bacias da margem leste e equatorial ainda é objeto de controvérsias. As duas principais conceituações são as propostas por Françolin e Szatmari (1987) e Matos (1992). Segundo o modelo de Françolin e Szatmari (1987), a separação América do Sul-África deu-se a partir de rotação horária da placa sul-americana em relação à africana, envolvendo esforços compressivos e distensivos, cujo ponto de rotação situa-se a sul da cidade de Fortaleza-CE.

O modelo de Matos (1992) propõe dois estágios principais de geração do *rift* Potiguar, ambos distensivos, iniciado durante o Cretáceo Inferior, aproveitando alguma zona de fraqueza das rochas do embasamento cristalino, de direção predominante NE-SW. O falhamento principal do *rift* emerso é denominado Falha de Carnaubais (FIGURA 3) e segundo Hackspacker e Oliveira (1984) esta seria a reativação de uma zona de cisalhamento de idade brasileira, conhecida como Zona de Cisalhamento de Portalegre.

A geometria resultante destes esforços, independente da direção da rotação das placas sul-americana e africana é definida por um conjunto de *grabens* assimétricos de direção predominante NE-SW na porção emersa da bacia e de direção aproximadamente W-E na porção submersa da bacia.

A sedimentação da Bacia Potiguar foi dividida, segundo as fases tectônicas em: *rift*, transicional e deriva continental (BERTANI *et al.* 1990).

A fase *rift*, de duração do Neocomiano ao Eoaptiano é dominada por um regime tectônico rúptil distensivo. Possui geometria de *grabens* assimétricos controlados por grandes falhas normais e de transferência (MATOS, 1992), tem direção NE-SW na porção terrestre e direção E-W na porção submersa. Segundo Pessoa Neto (2003), ao longo destes *grabens* implantou-se uma sedimentação

continental constituída de folhelhos lacustres, arenitos flúvio-deltaicos e depósitos de planície aluvial e planície de inundação, denominada de megassequência continental, e compreendem os depósitos das formações Pendência (bacia emersa e submersa) e Pescada (bacia submersa). Essa sedimentação ocorreu simultaneamente nas bacias interiores e costeiras da porção Setentrional do Nordeste brasileiro. As altas taxas de extensão litosférica e conseqüente subsidência caracterizaram a deposição de mais de 5 km de sedimentos na porção emersa da bacia (CHANG e KOWSMANN, 1987, CHANG *et al.* 1992, citados por PESSOA NETO, 2003).

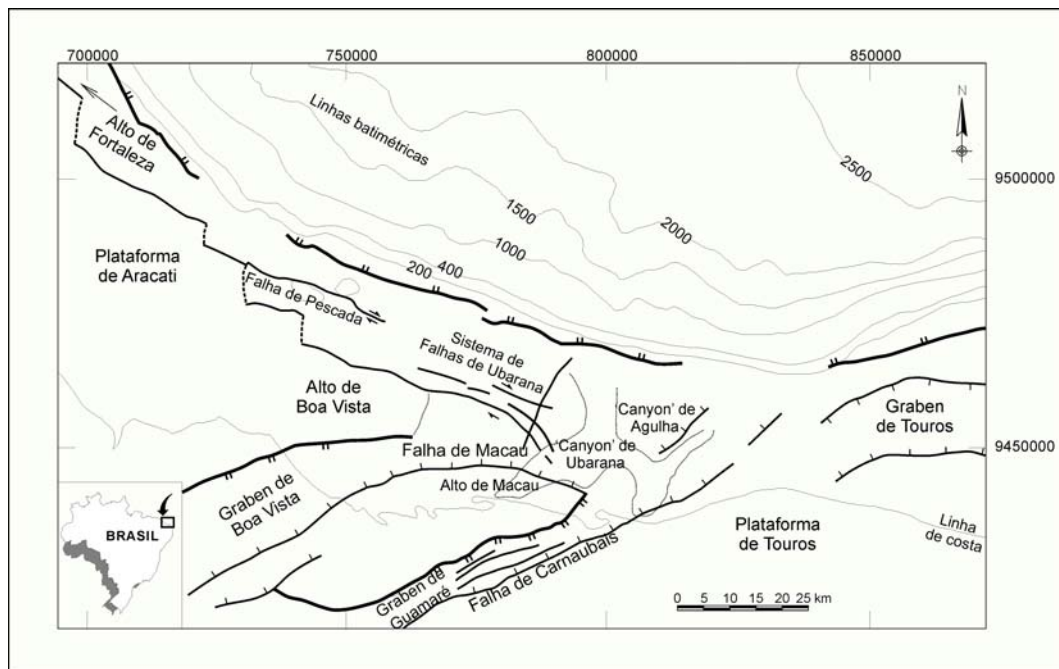


FIGURA 3: Arcabouço estrutural da Bacia Potiguar (modificado de CREMONINI, 1993).

A fase transicional que foi do Neoaptiano ao Eoalbiano, teve sua sedimentação em ambiente tectônico calmo, depois de cessada a fase *rift*, tendo sua geração de espaço originada pelo resfriamento da crosta e subsequente subsidência (BERTANI *et al.* 1990). Segundo Pessoa Neto (2003), nesta fase depositam-se os folhelhos e calcários lagunares com influência marinha, intercalados por arenitos deltaicos, que caracterizam a megassequência transicional representada pelos sedimentos da Formação Alagamar. No final desta fase iniciou-se as primeiras ingressões marinhas na Bacia Potiguar, sugeridas por dados bioestratigráficos e

pelos depósitos de calcilutitos microbiais e ostracoidais das Camadas Ponta do Tubarão (VASCONCELOS, 1995), intercalados com arenitos deltaicos.

Com a união dos mares equatorial e atlântico-sul inicia-se a fase de deriva continental, indo do Albiano até o Holoceno, com sedimentação marinha franca e regime tectônico dominado pela subsidência termal e compensação isostática (CHANG e KOWSMANN, 1987, CHANG *et al.* 1992, citados por PESSOA NETO, 2003), típico do contexto de margem passiva. Segundo Pessoa Neto (2003) o preenchimento sedimentar da bacia durante esta fase pode ser dividido em dois grandes ciclos: transgressivo e regressivo.

O ciclo transgressivo inicia-se com a deposição dos sedimentos siliciclásticos fluviais indo até ambiente marinho profundo, passando por sistemas carbonáticos de plataforma, implantados entre o Albiano e o Eocampaniano. Estas sequências englobam rochas das formações Açú, Ponta do Mel, Jandaíra e Quebradas, cujo máximo transgressivo corresponde aos folhelhos neocenomanianos conhecidos como Membro Porto do Manguê, da Formação Quebrada (PESSOA NETO, 2003). O apogeu dessa transgressão ocorreu entre o Cenomaniano e o Turoniano, marcando o afogamento dos sistemas fluviais e a implantação de uma nova plataforma carbonática denominada Jandaíra (SOARES, 2000). Os estratos dessa sequência têm geometria de clinoformas sigmoidais e *shingle*, caracterizando uma margem em rampa, segundo Soares (2000) (FIGURA 4).

A partir do Neocampaniano inicia-se a deposição da sequência regressiva, constituída de depósitos de leques costeiros e bancos carbonáticos que progradam sobre a sequência transgressiva. Essa fase de sistemas deposicionais costeiros-plataforma-talude-bacia atua até o Holoceno (PESSOA NETO, 2003).

Pessoa Neto em 2003 individualizou três sequências neste intervalo regressivo, limitadas por discordâncias bem marcadas por vários métodos, entre eles a sísmica e a bioestratigrafia. A sequência mais antiga, indo do Neocampaniano ao Neopaleoceno compõe-se de depósitos de plataforma carbonática e fácies de talude e bacia. A segunda sequência indo do Neopaleoceno ao Eomioceno é composta por uma cunha sedimentar com o mesmo conteúdo litológico da sequência sotoposta. Seu limite superior é bem marcado por um evento erosivo, datado do Eomioceno, a partir do qual se implanta a última sequência regressiva, representada por fácies carbonáticas de plataforma rasa de forma discordante sobre

fácies de talude das sequências anteriores. Estas sequências foram denominadas por suas características litológicas de megasequência regressiva e compreendem as formações Tibau, Guamaré e Ubarana (FIGURA 4).

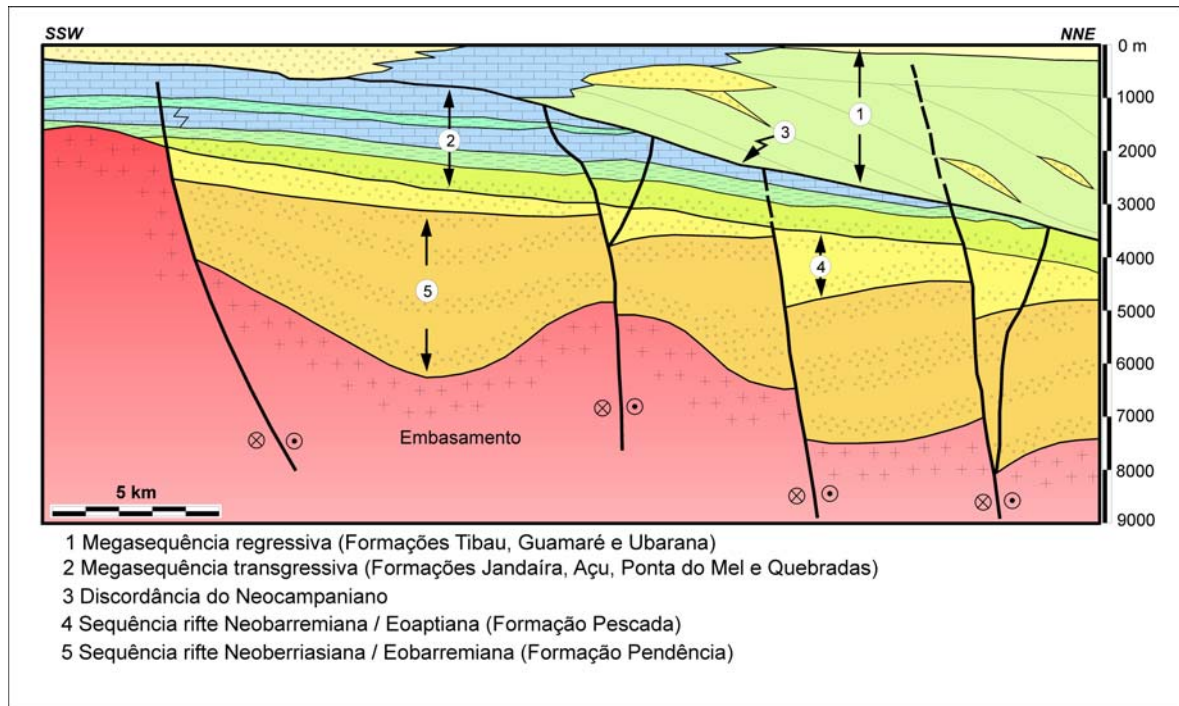


FIGURA 4: Seção geológica esquemática da porção submersa da Bacia Potiguar (Modificado de SOARES, 2000).

Além das direções estruturais descritas acima, oriundas do rifteamento que deu origem a separação dos continentes americano e africano, outra direção estrutural, representada por falhamentos de direção NW-SE, encontra-se presente tanto na bacia quanto fora dela. Estudos sobre essa direção foram conduzidos por vários autores (FORTES, 1982, HASCKSPACKER *et al.* 1985, citados por SOARES, 2000) e são interpretadas como resultado de reativações pós-campanianas (FIGURA 5), segundo Cremonini (1993).

Essa direção (NW-SE) é interpretada por Matos (1992) como o alinhamento das falhas de transferência durante a fase *rift* inicial. Com o prosseguimento da separação dos continentes, essa se tornou a principal direção dos falhamentos na porção submersa. Segundo Cremonini *et al.* (1996), esta superposição de fases de rifteamento gerou um complexo padrão de falhamentos NW-SE e NE-SW na porção submersa da bacia, que foram posteriormente reativados por um tectonismo transtensivo dextral de direção WNW-ESSE ao final do Campaniano.

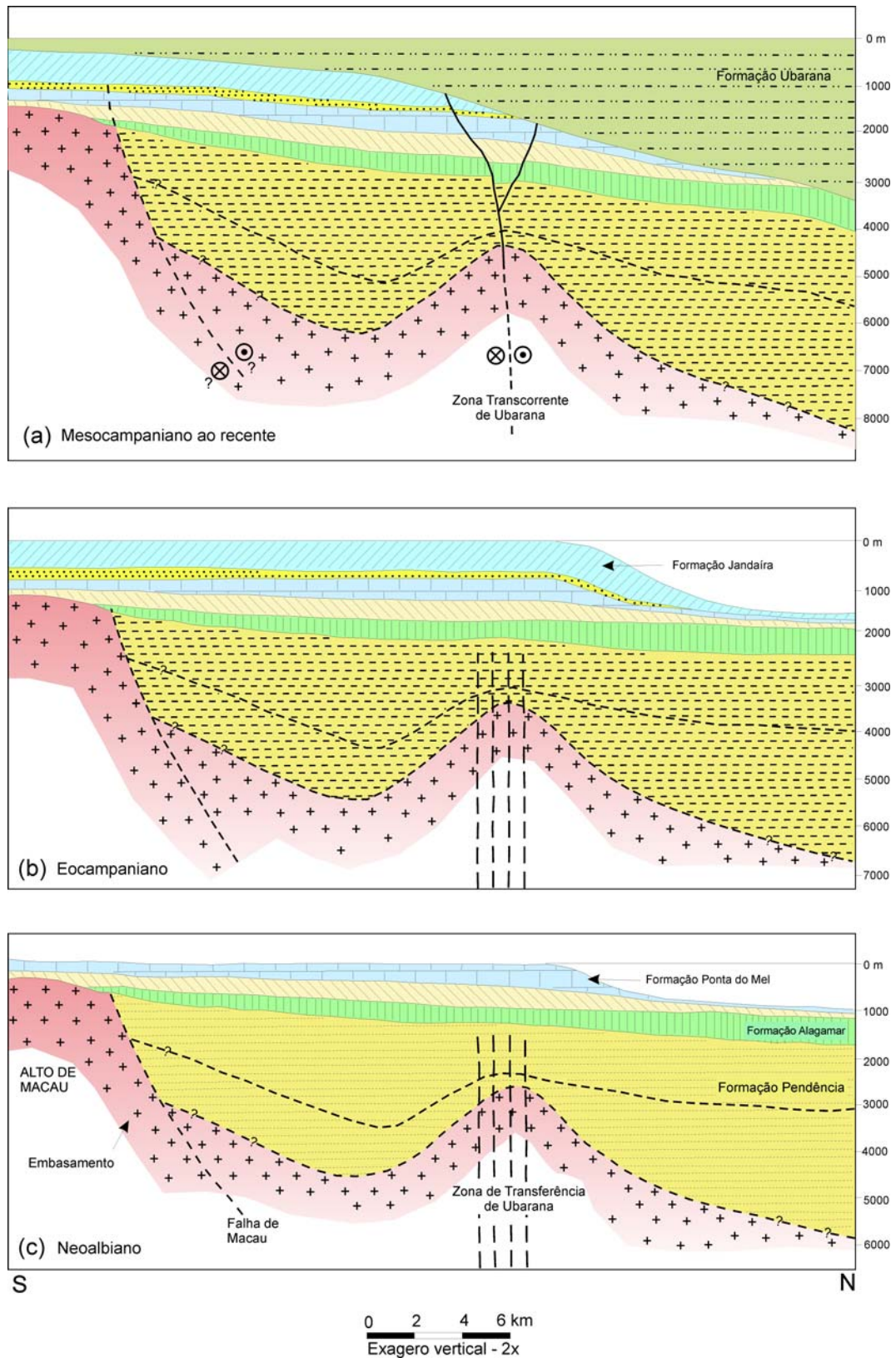


FIGURA 5: Evolução tectono-estrutural segundo Cremonini (1993), do Neoalbiano (c), (b) Eocampaniano e do Mesocampaniano ao recente (a).

2.4 ESTRATIGRAFIA DA BACIA POTIGUAR

A primeira coluna estratigráfica mais completa da Bacia Potiguar, incluindo dados de subsuperfície e bioestratigráficos foi proposta por Souza em 1982. O trabalho de Regali e Gonzaga (1985) determinou a cronoestratigrafia a partir de palinomorfos e o de Tibana e Terra (1981) definiu e separou as plataformas carbonáticas Jandaíra e Ponta do Mel, posicionando-as como turoniana-maastrichtiana e albo-cenomaniana, respectivamente.

Bertani *et al.* (1990) utilizaram-se da carta estratigráfica proposta por Souza (1982) para relacionar as unidades litoestratigráficas aos três estágios tectônicos, *rift*, transicional e *drift*, conferindo uma conotação genética e evolutiva à divisão estratigráfica.

Em 1994, Araripe e Feijó modificaram a carta estratigráfica da Bacia Potiguar de Souza (1982) e agrupam as rochas presentes na bacia em três unidades litoestratigráficas maiores: uma basal, denominada de Grupo Areia Branca; uma intermediária, Grupo Apodi, e uma superior, Grupo Agulha. Nesta carta a Formação Pendência foi subdividida em quatro sequências propostas por Della Favera *et al.* (1994) e a Formação Pescada foi incluída no final da fase *rift*. Em 2008, Pessoa Neto *et al.* publicaram uma nova carta para a bacia, incluindo todos os estudos até aquela data (FIGURA 6).

O Grupo Areia Branca congrega as formações Pendência, Pescada e Alagamar, compostas predominantemente por rochas clásticas.

A Formação Pendência representa os depósitos mais basais do *rift* potiguar, encontrados de forma discordante sobre as rochas do substrato cristalino da bacia. Por ter sido depositada de forma síncrona à geração do *rift* apresenta espessuras maiores em direção à falha de borda (Falha de Carnaubais). Os litotipos encontrados vão desde folhelhos cinza esverdeado médio a escuro, siltitos cinza médio a claro e arenito cinza esbranquiçado, de granulometria variando de muito fino a médio, com cimento calcífero. Como mencionado, nas proximidades da falha limite da bacia encontram-se conglomerados polimíticos (SOUZA, 1982, ARARIPE e FEIJÓ, 1994). O contato superior desta formação é dado pela discordância pós-*rift*, de caráter regional, sobre a qual se depositou a Formação Alagamar.

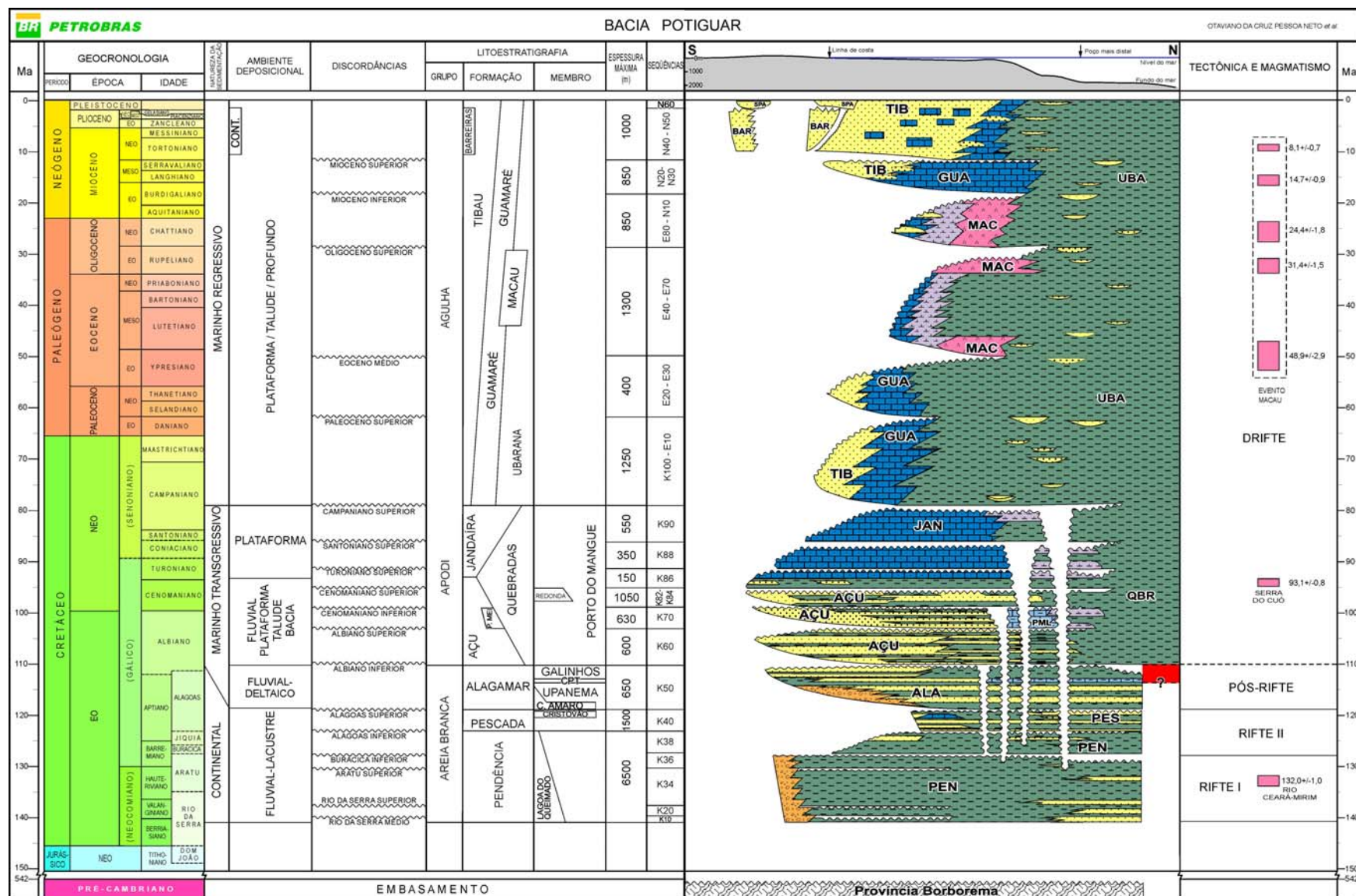


FIGURA 6: Carta estratigráfica da Bacia Potiguar. FONTE: Pessoa Neto *et al.*(2008).

Os sistemas deposicionais reconhecidos são os leques aluviais nas proximidades das falhas de borda e fluvio-deltaicos prográdantes sobre pelitos lacustres. Apresenta ainda a ocorrência de turbiditos de lago. A idade dessa deposição vai do Neocomiano ao Barremiano. Em 1994, Della Favera *et al.* reconheceram quatro sequências deposicionais nesta formação a partir de um estudo cronoestratigráfico. Nas duas sequências neocomianas mais basais, conforme descrito por Della Favera *et al.* (1994), predomina a sedimentação lacustre com fluxos gravitacionais de arenitos e conglomerados vindos tanto da margem falhada quanto da margem flexural, alimentados por sistemas fan-deltaicos e leques aluviais. Esses sedimentos possuem espessura máxima de 3.000 metros com espessamento em direção a margem falhada. Nas duas sequências mais superiores (DELLA FAVERA *et al.* 1994), a sedimentação é predominantemente fluvio-deltaica, ficando a sedimentação lacustrina reduzida a nichos isolados na bacia. Para estas duas sequências a espessura máxima é de 3.200 metros, sendo sua tendência de espessamento em direção a margem falhada menos evidente que as sequências mais basais. Em 2008 (PESSOA NETO *et al.*) formalizaram a individualização do Membro Lagoa do Queimado para designar sedimentos de leques aluviais e fandeltas que ocorrem junto às falhas de borda do *rift* emerso. As litologias dominantes são conglomerados polimíticos, arenitos grossos a conglomeráticos imaturos e feldspáticos e líticos. Ocorrem próximos às falhas de borda nos *grabens* de Guamaré, Umbuzeiro e Apodi. O contato superior com a Formação Alagamar é discordante e a idade vai do Berriasiano ao Barremiano.

A Formação Pescada, de ocorrência restrita à porção submersa da Bacia Potiguar é composta por sedimentos siliciclásticos depositados sin-tectonicamente no bloco baixo da Falha de Pescada. A idade eoaptiana é atribuída à estes sedimentos, a partir de dados bioestratigráficos. Esta formação foi definida por Araripe e Feijó (1994), e possui espessura máxima de 1.600 metros (SOARES, 2000). Seus litotipos incluem arenitos médios com intercalações de folhelhos e siltitos, depositados como leques aluviais coalescentes e, de forma local, como sistemas fluvio-deltaicos com pelitos e turbiditos dispersos (CÓRDOBA, 2001). Em 2008 Pessoa Neto *et al.* formalizaram o Membro Cristóvão para designar as rochas carbonáticas de origem lacustre de ocorrência no topo da Formação Pescada. Constitui-se de calcarenitos e coquinas de conchas bivalves e folhelhos pretos laminados intercalados com margas e calcilutitos. Encontra-se em contato concordante com os sedimentos inferiores da Formação Pescada e com limite superior discordante com os arenitos da base da Formação

Alagamar. Lateralmente interdigitam-se com os sedimentos siliciclásticos da Formação Pescada e possui idade eoaptiana segundo datações bioestratigráficas.

A Formação Alagamar sobrepõe-se às formações Pendência e Pescada ou ao embasamento cristalino de forma discordante (SOUZA, 1982). É composta por arenitos finos a grossos e folhelhos, depositados em ambientes fluvio-deltaicos, denominados de Membro Upanema. O Membro Galinhos representa a seção superior e concentra arenitos, folhelhos e calcilutitos de ambiente marinho nerítico (ARARIPE e FEIJÓ, 1984). As Camadas Ponta do Tubarão estão representadas por calcarenitos e calcilutitos ostracoidais e folhelhos euxínicos, lagunares, depositados sob períodos alternados de clima extremamente árido e úmido (HASHIMOTO *et al.* 1987). Um terceiro membro foi introduzido na carta estratigráfica de 2008 (FIGURA 6), denominado Membro Canto do Amaro e definido na porção emersa da bacia. Constitui-se por fandeltas e depósitos fluviais entrelaçados compostos por conglomerados polimíticos e oligomíticos e arenitos muito grossos a médios, com intercalações de arenitos finos. No topo do membro ocorrem sedimentos pelíticos constituídos por siltitos e folhelhos castanho-avermelhados a cinza claro/escuro. A maior expressão desse membro é o *Graben* de Boa Vista. O contato inferior é discordante com a Formação Pendência e o contato superior é gradacional ou abrupto, mas concordante com os depósitos mais jovens da Formação Alagamar. Atribui-se idade neoaptiana para esses depósitos.

O Grupo Apodi contempla as formações Quebradas, Ponta do Mel, Açú e Jandaíra, conforme definido em 1994 por Araripe e Feijó, as quais constituem a sequência transgressiva em regime marinho.

Formalizada em 1968 por Sampaio e Schaller, os arenitos da Formação Açú já eram conhecidos em afloramentos desde 1949 (KREIDLER, citado por CÓRDOBA, 2001) na porção emersa da bacia. Constituem-se na base de conglomerados e arenitos intercalados com folhelhos e siltitos e na porção superior por arenitos finos intercalados com folhelhos esverdeados (SOUZA, 1982). Em 1990, Vasconcelos *et al.* dividiram a Formação Açú em 4 unidades, denominando-as da base para o topo de Açú-1, Açú-2, Açú-3 e Açú-4. A unidade Açú-1 constitui-se de arenitos conglomeráticos a conglomerados depositados em sistema de leques aluviais e fluvial entrelaçado, respondendo a reativações nas áreas-fontes, em razão de um evento tectônico ocorrido provavelmente no Albiano. A unidade Açú-2 apresenta arenitos conglomeráticos e grossos na base passando gradualmente a arenitos finos e siltitos no topo. A unidade Açú-3 é representada por depósitos fluviais entrelaçados passando

gradacionalmente a fluvial meandrante para o topo (CÓRDOBA, 2001). Na unidade Açú-4 encontram-se as rochas de sistemas costeiros e estuarinos, representando o início do afogamento do sistema fluvio-aluvial (VASCONCELOS *et al.* 1990). Esta formação interdigita-se lateralmente com as formações Ponta do Mel e Quebradas.

A Formação Ponta do Mel, objeto deste estudo e, portanto detalhada em capítulo especial, foi definida por Tibana e Terra (1981) e formalizada na carta de Souza (1982). Engloba rochas carbonáticas que vão desde calcarenitos oolíticos/oncolíticos a biollitos e calcilutitos.

A Formação Quebradas, introduzida na carta estratigráfica de 1982 como membro e elevada à categoria de formação em 1994 (ARARIPE e FEIJÓ), é composta predominantemente por folhelhos e siltitos e possui idade cenomaniana. Foi dividida em dois membros na carta estratigráfica de 2008: Membro Porto do Mangue e Membro Redonda. O Membro Porto do Mangue, conforme a definição de Pessoa Neto *et al.* (2008) é composto pelos depósitos distais das unidades marinhas transgressivas (Açu, Ponta do Mel e Jandaíra). Os litotipos são margas, calcilutitos e folhelhos de talude/bacia. Podem conter ainda turbiditos e olistolitos carbonáticos intercalados. O Membro Redonda é constituído por intercalações de arenito, folhelho e silito.

A Formação Jandaíra, cujas rochas carbonáticas são conhecidas em afloramentos na porção emersa da bacia desde o século XIX, foi proposta por Sampaio e Schaller (1968) e é constituída por calcarenitos bioclásticos a foraminíferos bentônicos, associados eventualmente a algas verdes e calcilutitos com marcas de raízes, dismicrito e gretas de contração. Inicialmente interpretada como depósitos de planície de maré (MONTEIRO e FARIA, 1988, citado por SOARES, 2000), entretanto, a partir de estudos mais aprofundados caracterizou-se outros ambientes deposicionais tais como plataforma mista na porção basal e até folhelhos e margas de ambientes de menor energia e mais profundos nas porções média e superior (SOARES, 2000). Pode ter até 600 metros de espessura, constatada por poços perfurados.

O Grupo Agulha compreende as formações Ubarana, Tibau, Guamaré e Barreiras, as quais compõem o conjunto regressivo desde o Neocampaniano até o recente, representando os depósitos de talude, plataforma e leques costeiros, respectivamente (ARARIPE e FEIJÓ, 1994).

A Formação Ubarana é constituída por uma seção pelítica de talude, cujos litotipos são predominantemente folhelhos e argilitos cinzentos, intercalados por delgadas camadas de arenito grosso a muito fino esbranquiçado, silito cinza-acastanhado e calcarenito fino creme-claro. Essas rochas interdigitam-se lateralmente

em direção ao continente com as rochas das formações Tibau e Guamaré depositadas do Campaniano ao Holoceno.

A Formação Guamaré é composta por calcarenitos bioclásticos e calcilitos depositados em plataforma e talude. Lateralmente interdigita-se com os arenitos da Formação Tibau. Foi formalizada por Souza em 1982 e possui idade neocampaniana-holoceno.

A Formação Tibau foi proposta por Silva (1966, citado por ARARIPE e FEIJÓ, 1994) para designar os sedimentos clásticos grossos que se sobrepõem aos carbonatos da Formação Guamaré. Sua idade vai do Neocampaniano ao Holoceno.

A Formação Barreiras é composta por conglomerados e arenitos ferruginosos friáveis de cor avermelhada e esbranquiçada, com matriz caolinítica e abundantes concreções lateríticas. Representam depósitos de sistemas aluviais, fluviais e costeiros.

O magmatismo na Bacia Potiguar, segundo Araripe e Feijó (1994) ocorre em três eventos individualizados nas formações Rio Ceará-Mirim, Serra do Cuó e Macau.

A Formação Rio Ceará-Mirim foi descrita como um evento caracterizado por diques de diabásio de direção E-W, que cortam as rochas do embasamento cristalino adjacente à bacia pela sua borda sul. Em estudos realizados por Oliveira (1994, citado por SOARES, 2000) esse evento magmático relaciona-se com a abertura do *rift* potiguar. Esse autor data as rochas em dois principais pulsos: 145 e 130 milhões de anos. Na porção basal da Formação Pendência, Anjos *et al.* (1990) identificaram rochas vulcanoclásticas intercaladas com sedimentos, as quais foram correlacionadas como pertencentes à Formação Rio Ceará-Mirim.

Outro magmatismo identificado na bacia tem idade de 93 milhões de anos e é encontrado em afloramentos na borda sul da bacia. Recebeu a denominação de Formação Serra do Cuó e é constituída de diques de diabásio com tendência alcalina (SOUZA *et al.* 2004).

No entanto, a ocorrência das maiores espessuras de rochas magmáticas na Bacia Potiguar encontra-se na porção submersa e atinge até 2.000 metros na região da feição denominada de *Canyon* de Ubarana. São derrames de olivina-basalto que ocorrem intercalados aos sedimentos do Grupo Agulha e possuem idades entre 6 e 49 milhões de anos (MIZUZAKI *et al.* 2001 e PESSOA NETO *et al.* 2008). Para Lima Neto (1998) a origem deste vulcanismo está associada à passagem da margem equatorial sobre o *hot spot* de Fernando de Noronha.

3 GEOLOGIA DA FORMAÇÃO PONTA DO MEL

3.1 INTRODUÇÃO

Os carbonatos desta formação foram descritos por Mayer e Alves (1974) após as primeiras perfurações para prospecção petrolífera na plataforma continental da Bacia Potiguar submersa. Pela ausência de estudos bioestratigráficos à época, estas rochas foram incluídas na Formação Jandaíra, a qual se compõe de rochas carbonáticas turonianas/maastrichtianas aflorantes na porção emersa e descritas em trabalhos de Kegel (1957, citado por CORDOBA, 2001) e Sampaio e Schaller (1968).

A Formação Ponta do Mel foi proposta como unidade independente por Tibana e Terra em 1981, separando-a da Formação Jandaíra e atribuindo-lhe idade albo-cenomaniana. Foi caracterizada como de ocorrência em estreita faixa de sedimentos de plataforma rasa de alta energia, compostos por algas vermelhas solenoporáceas e verdes crustosas, além de oncolitos e foraminíferos bentônicos do gênero *Trocholina*, e fácies de mar aberto de baixa energia com foraminíferos planctônicos (*Hedbergella washitensis*) e calcisferas. Souza formalizou-a em 1982, e estabeleceu como seção-tipo a sequência apresentada no poço denominado 1-RNS-4, perfurado em 1977, no intervalo 1.645 a 2.287 metros. A espessura máxima atinge 650 metros, conforme mapa de isópacas da FIGURA 7.

A Formação Ponta do Mel, conforme descrição de Terra (1990a, 1990b) compõe-se de carbonatos depositados em ambiente marinho raso e profundo, constituídos desde calcarenitos oncolíticos a calcilutitos. Para essa formação foram definidas 14 fácies deposicionais as quais abrangem desde depósitos de água profunda, planícies de maré até o ambiente de plataforma rasa. É uma formação que ocorre exclusivamente em subsuperfície e o trabalho de Terra (1990a) utilizou dados de 52 poços que atravessam essa sequência carbonática para estudar as fácies, a história deposicional e a diagênese.

Esta plataforma carbonática ocupou uma estreita faixa, de largura aproximada de 25 km, paralela à linha de costa, e que vai desde a Plataforma de Touros a leste até o Alto de Fortaleza a oeste, implantada durante a abertura dos

continentes sul-americano e africano e o início da circulação das águas do Oceano Atlântico.

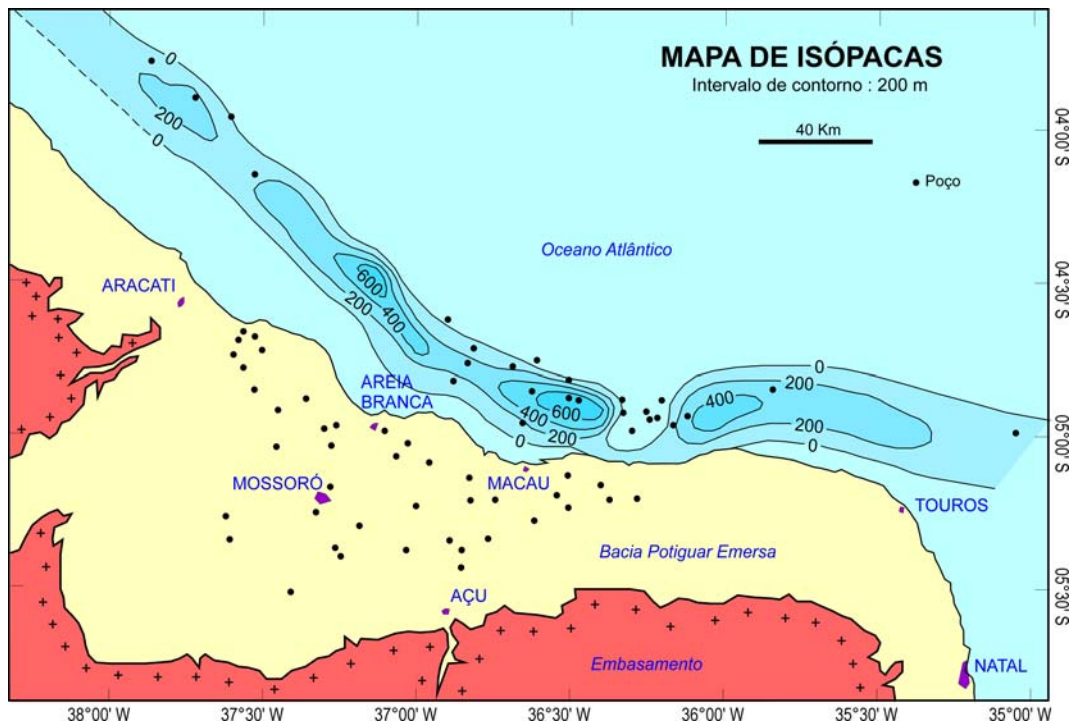


FIGURA 7: Mapa de isópacas da Formação Ponta do Mel, ocorrência apenas na porção submersa da Bacia Potiguar. Modificado de Souza (1982).

No início das primeiras incursões marinhas entre os dois continentes, depositaram-se os calcarenitos oncolíticos dolomitizados, intercalados com terrígenos (TERRA, 1990a). Ocorreu então um rápido episódio de transgressão marinha, o qual propiciou os depósitos de água profunda com lama carbonática gerada a partir da sedimentação que ocorria simultaneamente na plataforma rasa.

Segundo Anjos *et al.* (1990) estima-se que o soterramento da Formação Ponta do Mel não foi maior do que as profundidades atuais (FIGURA 8), entre 1.400 a 2.100 metros.

Na base da Formação Ponta do Mel encontram-se calcarenitos dolomitizados, os quais são sobrepostos por calcilutitos com matriz grumosa, pouco fossilífero, grãos de pirita e quartzo de tamanho silte, às vezes neomorfismo e dolomitização incipiente. Os fósseis quando presentes são foraminíferos bentônicos (nodosarídeos e outros rotalídeos, esporádicos textularídeos), equinóides, pelecípodes, ostracodes, foraminíferos planctônicos (*Hedbergella* SSP, *Favusella washitensis*) e elementos calcisferulídeos (TIBANA e TERRA, 1981 e DIAS-BRITO, 1985).

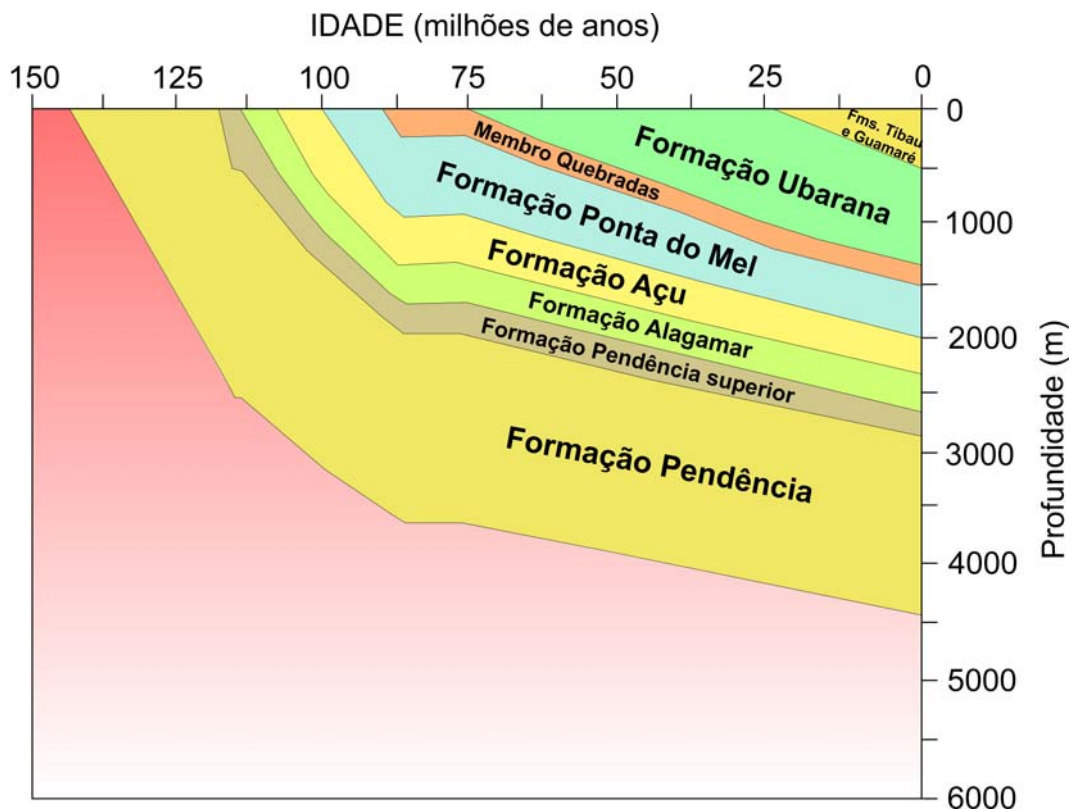


FIGURA 8: História do soterramento das formações da porção submersa da Bacia Potiguar. Modificado de Anjos *et al.* (1990).

3.2 DESCRIÇÃO DAS FÁCIES

As fácies da Formação Ponta do Mel foram definidas inicialmente por Tibana e Terra (1981) e posteriormente por Terra (1990a) a partir de descrição de testemunhos de rocha, amostras de calha e lâminas petrográficas. Neste capítulo as fácies descritas por Terra (1990a) foram agrupadas em sete ambientes deposicionais principais, as quais serão descritas de forma sucinta, segundo o trabalho dos autores acima citados. A FIGURA 9 resume os ambientes deposicionais e os organismos neles encontrados.

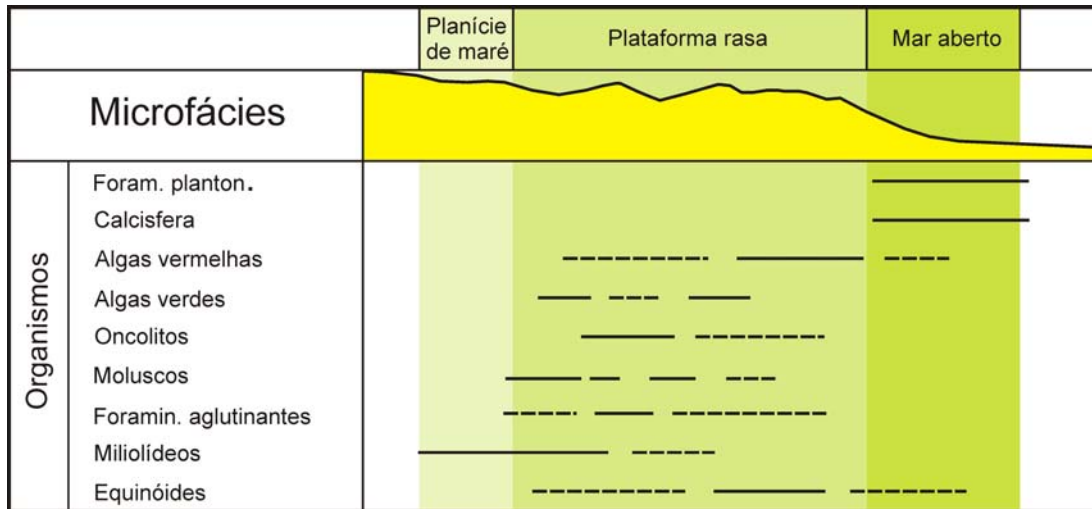


FIGURA 9: Organismos encontrados nos ambientes da Formação Ponta do Mel. Modificado de Tibana e Terra (1981).

3.2.1 Fácies de borda de plataforma e fácies associadas

a) Biolitito algal/Biolitito coralgalo

Apesar de não terem sido identificadas através de testemunhos, Tibana e Terra (1981) afirmam que as algas vermelhas Solenoporáceas também devem formar biolititos, pois se encontram bioclastos em calcirruditos. Terra (1990a) afirma que pela abundância de fragmentos dessas algas (Solenopora, Parachaetetes) em amostras de calha e por ocorrerem fragmentos centimétricos de algas Solenoporáceas nas microfácies de calcarenitos/calcirruditos espáticos bioclásticos, esses organismos devem ter formados bioconstruções. Entre as lâminas algálicas observa-se a ocorrência de matriz, indicando períodos de baixa energia. Sedimentos internos são também comumente encontrados preenchendo os espaços interestruturais e as perfurações biogenéticas. Essa microfácies representa bioconstruções na margem da plataforma, que, em determinados momentos, deve ter agido como barreira, formando ambiente lagunar na sua retaguarda.

A microfácies Biolitito Coralgalo é composta por algas vermelhas (Archeolithothamnium, Lithophyllum, Lithothamnium) formando crostas alternadas com algas verdes crustosas (Picnoporidium) e associadas a corais (Terra, 1990a) (FIGURA 10).

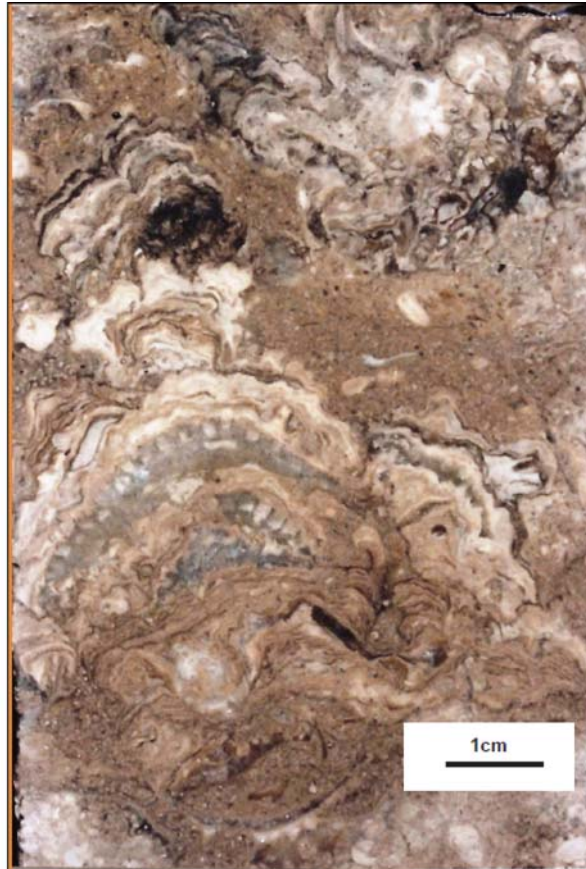


FIGURA 10: Fotografia de biolito coralgá (TERRA, 1990a).

b) Calcarenito rudáceo espático bioclástico algal

Os grãos bioclásticos pertencem às algas vermelhas Solenoporáceas (*Solenopora* e *Parachaetetes*) e Coralináceas crustosas, associadas a algas verdes crustosas (*Picnoporidium*) e alguns oncolitos (TERRA, 1990a). A composição dos bioclastos permite inferir a proximidade destes depósitos aos biolitos descritos anteriormente.

3.2.2 Fácies de laguna

a) Calcarenito micrítico peloidal/ calcarenito-calcirrudito micrítico oncolítico e calcarenito micrítico bioclástico

Fácies caracterizada pela presença de micrita e variação na predominância dos grãos do arcabouço entre pelóides bacterianos, oncolitos, fragmentos de algas

vermelhas e foraminíferos aglutinantes. A granulometria predominante é areia (Terra, 1990a).

3.2.3 Fácies de intermaré e inframaré rasa

a) Calcarenitos espáticos peloidais, calcarenitos espáticos oncolíticos, calcarenitos espáticos biolitíticos

Segundo Terra (1990a) os pelóides da microfácies Calcarenitos espáticos peloidais, possuem origem algálica e são interpretados como a fragmentação de algas vermelhas coralináceas (*Lithothamnium regonis*). Os oncolitos ocorrem com frequência (FIGURA 11).

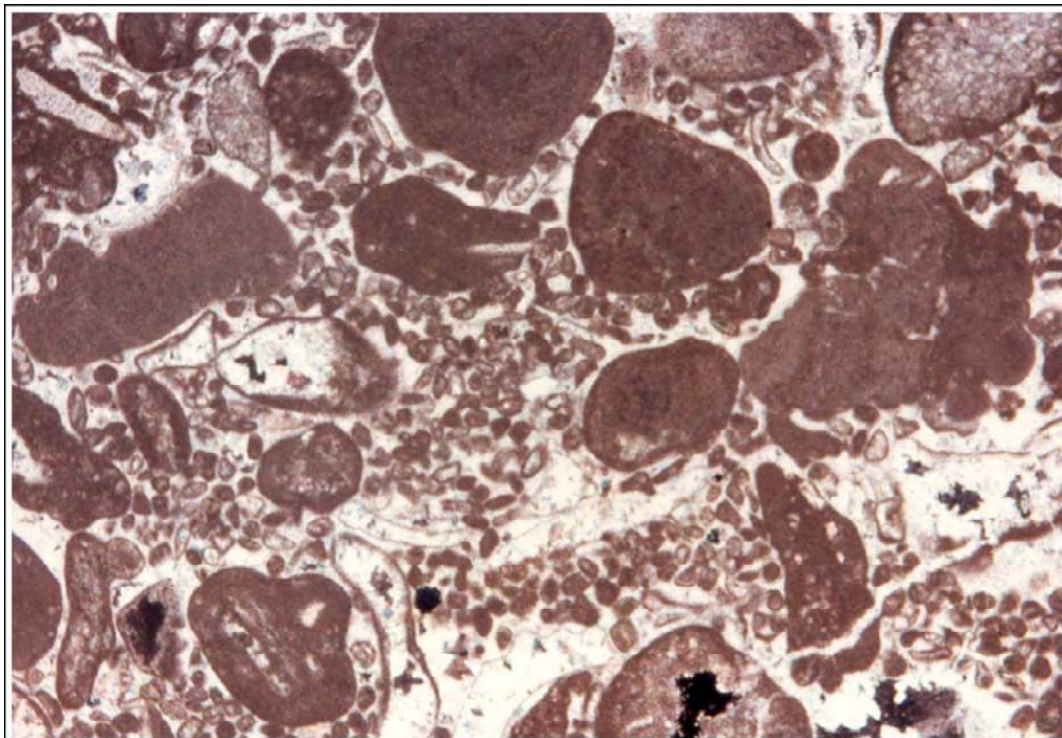


FIGURA 11: Calcarenito espático bioclástico/peloidal/oncolítico (TERRA, 1990a).

Segundo Tibana e Terra (1981) a fácies que predomina nesse ambiente de mais alta energia são os Calcarenitos espáticos oncolíticos. São compostos por

oncolitos, cujos núcleos são predominantemente de equinóides, algas vermelhas (*Lithothamnium regonis* e *Solenopora*), algas verdes, pelecípodes e foraminíferos bentônicos, associados a alguns bioclastos de algas vermelhas *Lithothamnium regonis* e *Amphiroa* (TERRA, 1990a). O foraminífero bentônico mais frequente é o gênero *Trocholina*. A matriz pode apresentar-se recristalizada. Essa microfácies pode gradar para um calcirrudito espático oncolítico quando a granulometria predominante é maior que 2 mm. Múltiplas gerações de cimento espático obliteram o espaço intergranular, mesmo os criados por lixiviação que ainda apresentam sedimento interno. Estruturas biogenéticas são frequentes. Essa microfácies representa barras calcareníticas provavelmente depositadas paralelas à margem da bacia, em ambiente intermaré e inframaré rasa (TIBANA e TERRA, 1981).

Os Calcarenitos espáticos biolíticos tem a predominância de bioclastos de equinóides, algas vermelhas solenoporáceas, algas verdes crustosas (*Picnoporidium*). Ocorrem associados a esses bioclastos os oncolitos com núcleos destes mesmos bioclastos. O foraminífero bentônico *Trocholina* também é encontrado nesta microfácies (TERRA, 1990a).

3.2.4 Fácies de barras

Este ambiente é representado pela microfácies Calcarenitos espáticos oolíticos. Os oolitos possuem núcleo de algas vermelhas, moluscos, equinóides e quartzo com diâmetros variando entre 0,6 e 1 mm (TIBANA e TERRA, 1981 e TERRA, 1990a). Esta é uma microfácies de rara ocorrência na Formação Ponta do Mel. O cimento é formado por franja prismática e mosaico granular. Esta microfácies de alta energia representa barras que podem ter estado emersas formando praias (FIGURA 12).



FIGURA 12: Calcarenito espático oolítico (TERRA, 1990a).

3.2.5 Fácies de planície de maré

Há uma única fácies representante deste ambiente: Calcilutito a *birdseye*. É uma rocha de granulometria tamanho argila, com matriz grumosa. A feição denominada de *birdseye* é característica dessa microfácies. Os espaços vazios gerados pelas perfurações são preenchidos por calcita espática. Pobre em conteúdo fóssilífero, apresenta apenas raros bioclastos do foraminífero bentônico *Miliolídeo*. É comum a presença de feições geopetais.

3.2.6 Fácies de águas profundas

No trabalho de Terra (1990a) essa fácies foi caracterizada nas porções mais distais da Formação Ponta do Mel. Este autor acredita que a profundidade da deposição foi em torno de 200 metros, ao contrário de Viviers (citado por TERRA, 1990a) que advoga a deposição em lâmina d'água mais rasa, de até 60 metros.

Uma única microfácies representa esse ambiente deposicional: Calcilituto com planctônicos. São rochas com tamanho de grão menor que silte, composta por lama carbonática e com abundantes foraminíferos planctônicos, principalmente *Favusella washitensis* e foraminíferos bentônicos (*Dentalina*, *Nodosaria*). As calcisferas são típicas dessa fácies e podem ocorrer em abundância em algumas camadas. Bioclastos de crustáceos e micropelecípodes também podem estar presentes bem como a presença constante de pequena quantidade de argila (TERRA, 1990a).

A FIGURA 13 apresenta a distribuição faciológica das fácies descritas anteriormente.

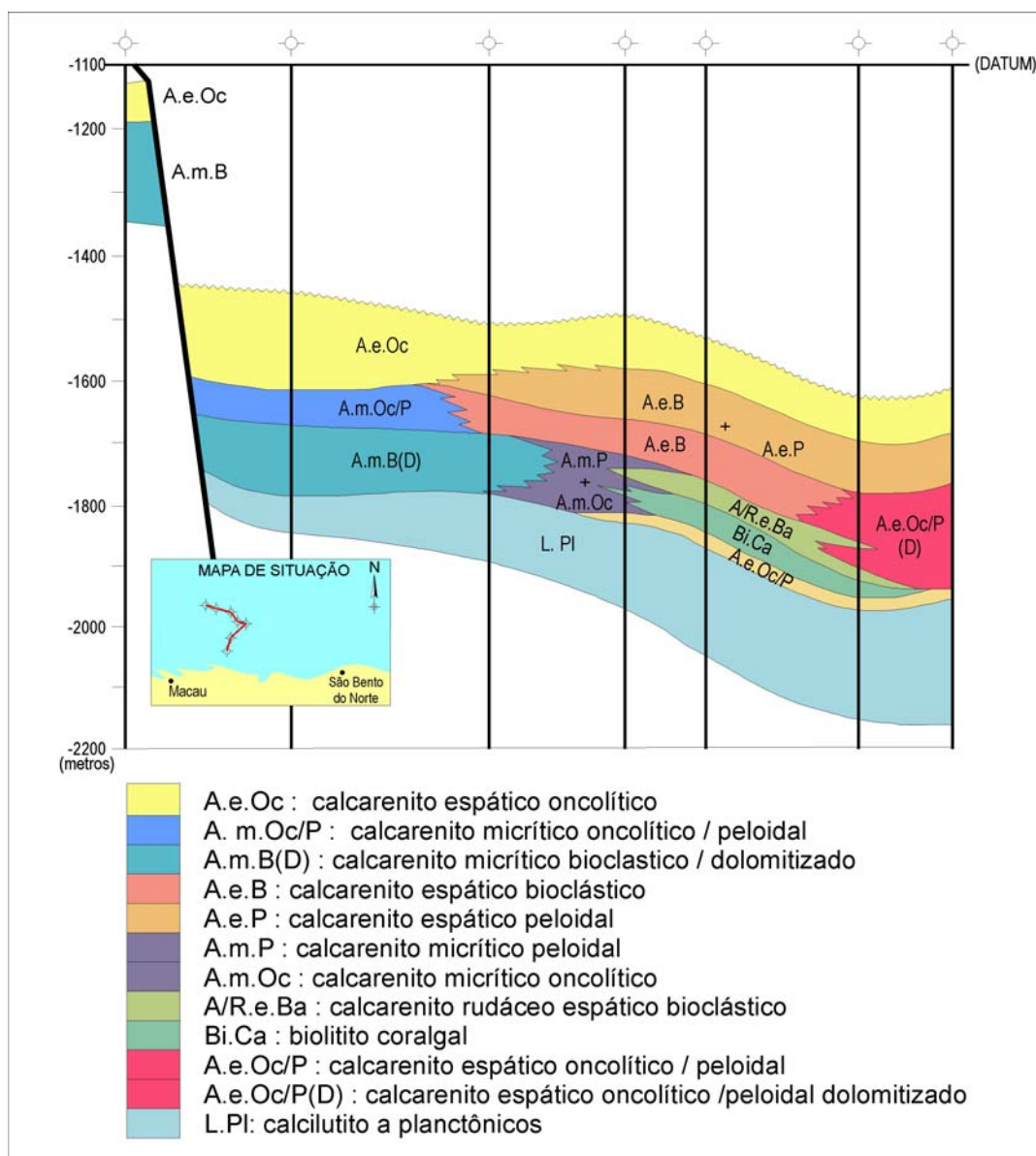


FIGURA 13: Seção geológica esquemática apresentando a distribuição faciológica da Formação Ponta do Mel, segundo Terra (1990a).

3.2.7 Doloespato

A dolomitização foi descrita por Terra (1990a) como de ocorrência em várias intensidades. Este autor identificou em dois poços localizado próximos a antiga linha de costa, seções dolomitizadas e em outros poços essa fácies foi identificada apenas em alguns intervalos. A denominação para doloespato foi utilizada apenas quando a rocha precursora estava irreconhecível pela intensa recristalização dolomítica.

3.3 PROCESSOS DIAGENÉTICOS NA FORMAÇÃO PONTA DO MEL

Os cimentos que ocorrem nas rochas carbonáticas da Formação Ponta do Mel foram descritos em detalhe por Terra (1990a) e segundo esse autor foi o mais importante processo diagenético que atuou nas rochas desta formação.

Os cimentos descritos por Terra (1990a) foram: a) cimento de franja acicular ou fibrosa encontrado na fácies de calcarenitos espáticos oncolíticos/oolíticos, tido como de ocorrência na diagênese precoce e cujo efeito é a preservação do arcabouço original da rocha através da trama rígida de contatos pontuais; b) cimento de mosaico granular: este tipo de cimento pode se formar nos ambientes freáticos de água doce e também na diagênese de soterramento e, portanto por si só pode não ser diagnóstico de um ou outro ambiente e na Formação Ponta do Mel ocorre em calcarenitos oncolíticos/oolíticos/bioclásticos; c) cimento sintaxial que ocorre em torno de bioclastos de equinóides é tido como de ambiente freático de água doce; d) cimento de franja prismática equigranular, também característico de ambiente freático de água doce e ocorre nos calcarenitos espáticos oncolíticos/oolíticos.

4 MÉTODOS E TÉCNICAS

Para atingir o objetivo proposto, esse trabalho foi conduzido seguindo as etapas descritas abaixo e apresentadas de forma esquemática na FIGURA 14:

- a) Pesquisa bibliográfica nos temas correlatos: a) trabalhos anteriores sobre a Formação Ponta do Mel; b) elementos deposicionais predominantes nas rochas carbonáticas cretáceas; c) geoquímica das rochas carbonáticas; d) associações mineralógicas paragenéticas; e) elementos maiores e menores e isótopos estáveis de carbono e oxigênio; f) transformações diagenéticas desde a deposição até o soterramento profundo e alterações telogenéticas; g) os processos de carstificação meteórica, carstificação hipogênica e processos hidrotermais.
- b) Coleta das amostras: testemunhos e amostras de calha (definidas no item 4.1.2). As amostras foram coletadas nas litotecas da PETROBRAS, em Natal e no Rio de Janeiro.
- c) Análises macroscópicas das amostras dos testemunhos para a descrição em detalhe das feições diagenéticas e análise mesoscópica (em lupa) das amostras de calha para a identificação dos fragmentos predominantes na amostra e dos fragmentos característicos das fácies deposicionais e dos eventos pós-deposicionais.
- d) Análises químicas, mineralógicas e físicas das amostras com o objetivo de caracterizar as rochas e os minerais formadores, desde a sua deposição até as alterações recentes. Técnicas utilizadas: microscopia de luz transmitida, análise por difratografia de Raios-X (DRX), fluorescência de Raios-X (FRX), espectrometria de isótopos estáveis de carbono e oxigênio (C & O), descrições macroscópicas, termogravimetria (TG), microscopia eletrônica de varredura (MEV), microtomografia de Raios-X (μ CT) e catodoluminescência (CL).
- e) Análise, integração e interpretação dos dados, correlacionando os dois tipos de amostragem e determinação dos eventos que atuaram na Formação Ponta do Mel, bem como a cronologia desses eventos.

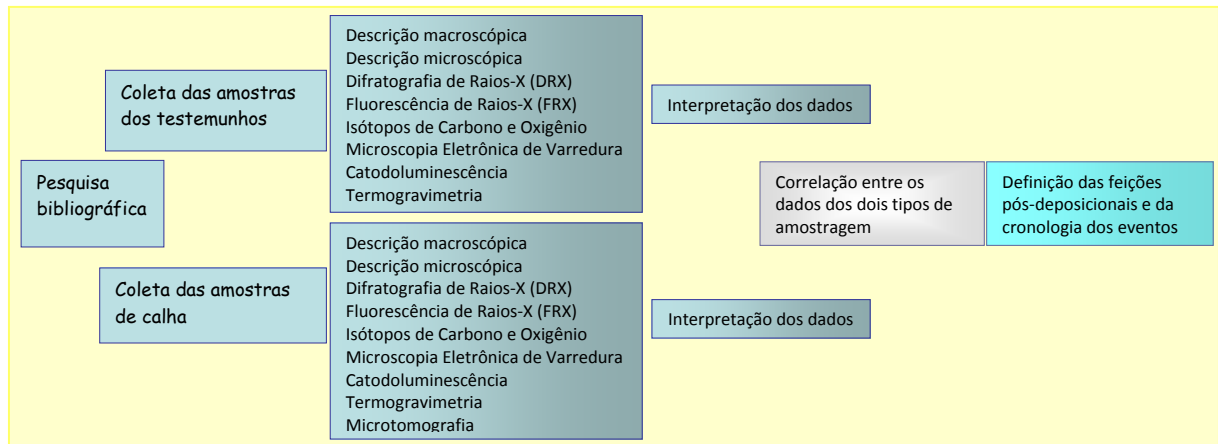


FIGURA 14: Fluxograma das etapas desenvolvidas.

4.1 AMOSTRAGEM E ETAPAS DA PREPARAÇÃO

As amostras utilizadas neste trabalho são oriundas de poços perfurados pela PETROBRAS na Bacia Potiguar Submersa (FIGURA 15) e foram coletadas em testemunhos (P2, P3 e P4) e amostras de calha (P1).

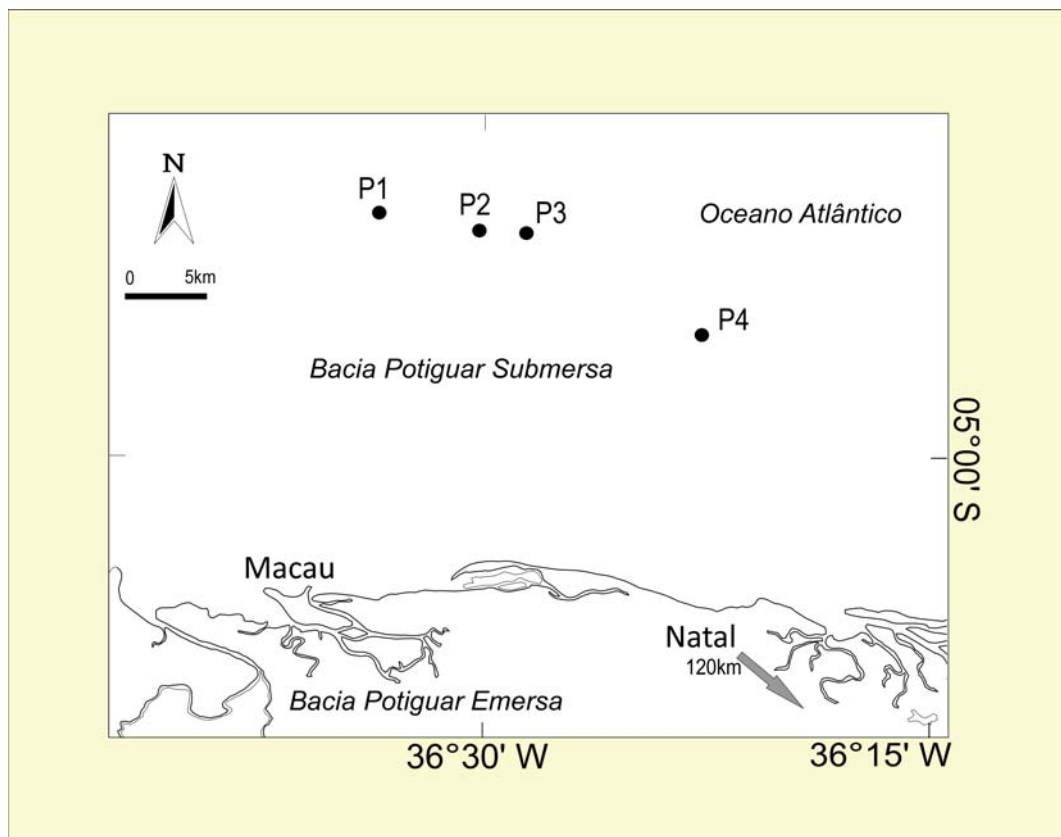


FIGURA 15: Mapa de localização dos poços amostrados.

4.1.1 Amostras de testemunhos

Testemunhos são amostras cilíndricas de rochas, obtidas durante a perfuração de poços ou furos de sondagem. Podem ter diâmetros variáveis, desde 5 até 10 centímetros ou mais. A espessura, ou intervalo testemunhado, varia com a necessidade de material para análises e com o custo da operação, pois esta é uma amostragem de alto valor. É uma amostra bastante utilizada tanto na indústria do petróleo como em hidrogeologia e em pesquisas geológicas científicas.

Neste trabalho foram utilizadas amostras de testemunhos de três poços (Poço-2, Poço-3, Poço-4), retiradas em intervalos de aproximadamente 1 metro, quando possível (TABELA 1). Essas rochas foram fotografadas e selecionadas para análises de DRX, FRX, Termogravimetria, isótopos estáveis de Carbono e Oxigênio, petrografia, catodoluminescência e MEV. A coleta de material procurou selecionar porções que representassem o ambiente deposicional e a diagênese de soterramento, sem interferência dos efeitos de fraturamentos ou feições associadas a eventos tardi-diagenéticos. Essa amostragem foi selecionada visualmente evitando-se locais com estilólitos e com fraturas preenchidas.

TABELA 1: Profundidade e nomenclatura das amostras de testemunhos. A numeração dos testemunhos segue a denominação fornecida pela PETROBRAS.

| Poço-2 (P2) | | Poço-3 (P3) | | Poço-4 (P4) | |
|---------------------|-----------------|--------------------------|-----------------|---------------------|-----------------|
| Profundidade | Nome da Amostra | Profundidade | Nome da Amostra | Profundidade | Nome da Amostra |
| <i>Testemunho 2</i> | | <i>Testemunho 2</i> | | <i>Testemunho 1</i> | |
| 1.633,10 m | P2.A | 1.648,00 m | P3.K,P3.Kfr | 1.552,70 m | P4.A |
| 1.634,10 m | P2.B | 1.648,50 m | P3.L | 1.553,20 m | P4.B |
| 1.635,50 m | P2.C | 1.649,00 m | P3.M | 1.554,20 m | P4.C |
| 1.636,90 m | P2.D | <i>Testemunho 3</i> | | | |
| 1.637,50 m | P2.E | 1.678,00 m | P3.I e P3.Ifr | | |
| 1.638,00 m | P2.F e P2.Ffr | 1.679,00 m | P3.J1 | | |
| 1.639,50 m | P2.G1 e P2.G1fr | 1.679,00 m | P3.J2 e P3.J2fr | | |
| 1.639,50 m | P2.G2 e P2.G2fr | <i>Testemunhos 4 e 5</i> | | | |
| 1.640,20 m | P2.H | 1.882,20 m | P3.H | | |
| 1.641,50 m | P2.I1 e P2.I1fr | 1.885,00 m | P3.E | | |
| 1.641,50 m | P2.I2 | 1.885,50 m | P3.F | | |
| 1.642,70 m | P2.J1 e P2.J1fr | 1.886,70 m | P3.G | | |
| 1.642,70 m | P2.J2 | <i>Testemunho 6</i> | | | |
| 1.643,30 m | P2.K | 2.037,00 m | P3.A e P3.Afr | | |
| 1.644,40 m | P2.L | 2.037,90 m | P3.B | | |
| 1.645,60 m | P2.M | 2.038,10 m | P3.C | | |
| 1.646,60 m | P2.N | 2.039,00 m | P3.D | | |

O material para análise foi obtido através de mini-broca (FIGURA 16), de forma a ser o mais seletivo possível para as análises citadas. Uma segunda amostragem foi realizada nos minerais de preenchimento de fraturas, também com a mini-broca e em algumas amostras com o microamostrador. Devido à pequena quantidade obtida por esse tipo de amostragem, as análises realizadas foram de DRX, termogravimetria e isótopos estáveis de carbono e oxigênio.

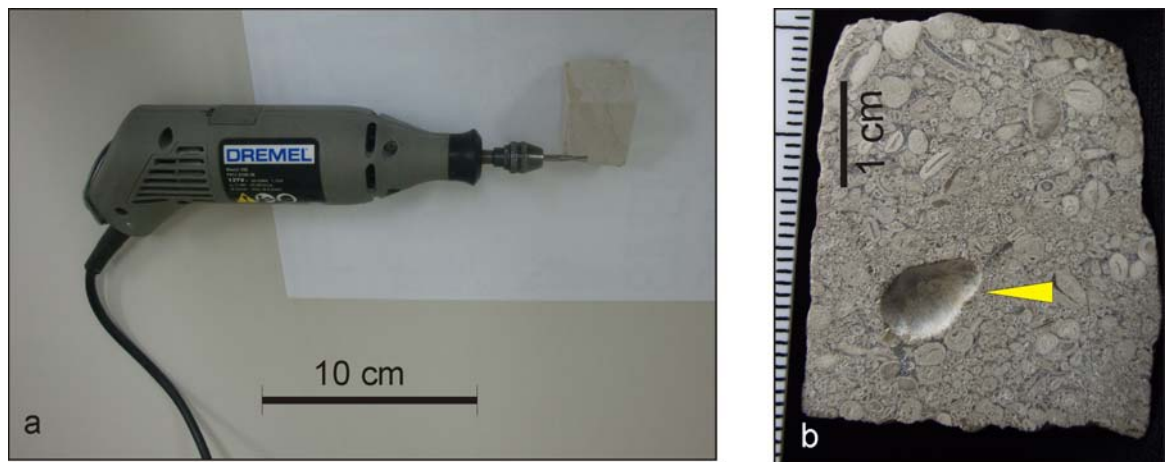


FIGURA 16: **(a)** fotografia da mini-broca utilizada na amostragem dos testemunhos e **(b)** o local amostrado indicado pela seta amarela.

4.1.2 Amostras de calha

São fragmentos de rocha resultantes da ação mecânica da broca durante a perfuração do poço. Esses fragmentos são trazidos à superfície transportados pelo fluido de perfuração que circula no poço. A coleta é realizada em peneiras utilizadas para filtrar o fluido de perfuração de forma que ele retorne ao poço isento de frações sólidas. Após a coleta do intervalo perfurado, a amostra é lavada sobre uma peneira com malha de 2 mm tendo sob ela uma segunda peneira de malha tamanho argila. Desta forma evita-se a contaminação por material oriundo de seções acima do intervalo amostrado, pois se considera que fragmentos maiores que 2 mm não foram obtidos pela trituração da broca de perfuração, mas pela queda de pedaços de intervalos superiores. São amostras denominadas intervalares, pois representam uma espessura de rocha atravessada pela broca. A espessura pode ser variável de acordo com interesse no detalhamento, indo desde 3 em 3 metros em seções

importantes para as análises estratigráficas e/ou de zonas portadoras de hidrocarbonetos, até de 9 em 9 metros em intervalos estratigráficos já conhecidos e sem potencial econômico. Estas amostras, apesar de não serem adequadas para a investigação de estruturas sedimentares, podem fornecer informações valiosas sobre as rochas atravessadas, tais como: tipo de rocha, cor, granulometria, arredondamento, seleção, composição mineralógica, matriz, cimento, avaliação qualitativa da porosidade, indícios de hidrocarbonetos, compactação, conteúdo fossilífero e outros.

As amostras de calha utilizadas neste trabalho foram coletadas no Poço-1 (P1), no intervalo de 1.548 a 2.151 metros, correspondente a toda a Formação Ponta do Mel, incluindo um intervalo da seção sotoposta, a Formação Açú e a sobreposta, a Formação Ubarana. A amostragem é de 9 em 9 metros, no intervalo de 1.548 a 2.133 metros e de 3 em 3 metros no intervalo de 2.136 a 2.151 metros. A relação da nomenclatura das amostras e as profundidades estão apresentadas no APÊNDICE I.

O procedimento analítico para este tipo de amostra é o que se segue:

- a) Análise inicial do material em lupa e captura das imagens, permitindo a comparação com o material após a lavagem (FIGURA 17);

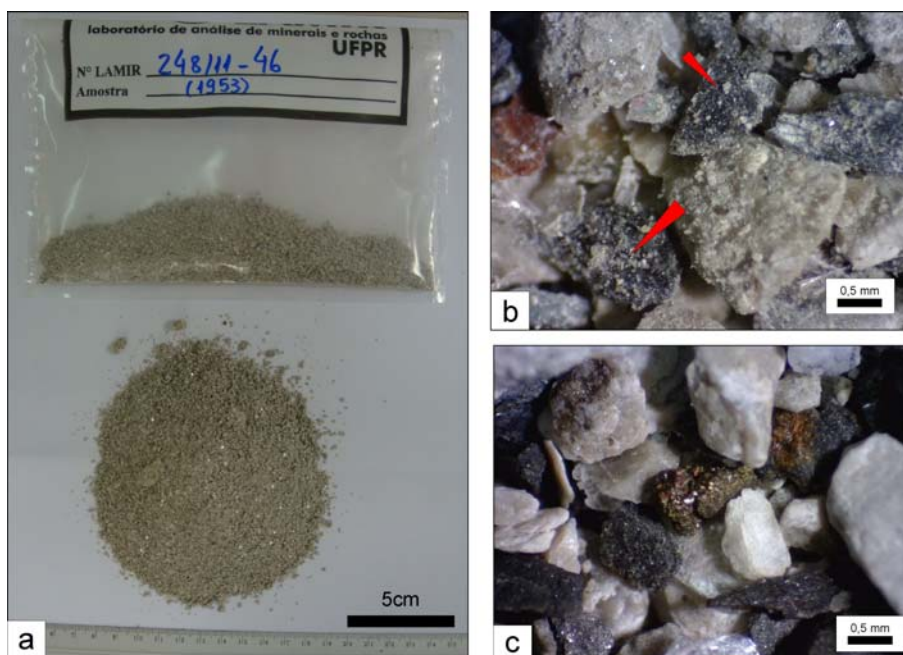


FIGURA 17: (a) foto da amostra de calha antes da lavagem. As fotomicrografias (b) e (c) são, respectivamente, as amostras antes da lavagem e após a lavagem (amostra 60 do Poço-1). A imagem (b) permite observar o material esbranquiçado (setas vermelhas), resíduo do fluido de perfuração, sobre os fragmentos de rochas.

- b) Lavagem de 40 a 50 g do material na Lavadora Ultra-sônica (FIGURA 18). A lavagem destina-se a retirada de todo o material sólido oriundo do fluido de perfuração e que possa interferir nas análises que serão feitas posteriormente. Coloca-se a amostra em Copo de Becker de 1.000 ml com água e leva-se ao equipamento, o qual agita o Copo de Becker e a amostra, através de ondas sonoras, liberando o material tamanho argila que está sobre o fragmentos de rocha. Esse procedimento foi realizado de 3 a 5 vezes em cada amostra, retirando a água com o material liberado e colocando novamente até que fosse considerado livre de contaminantes (FIGURA 19);

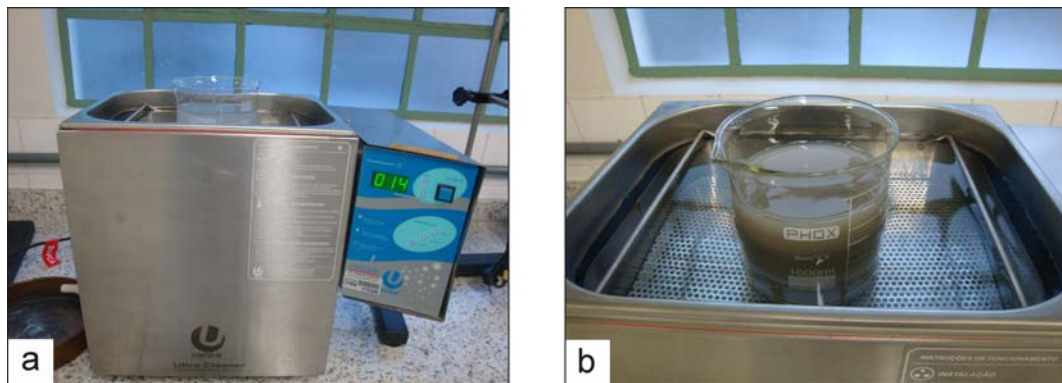


FIGURA 18: Fotos (a) e (b) apresentam a Lavadora Ultra-sônica com o Copo de Becker e a amostra em agitação.

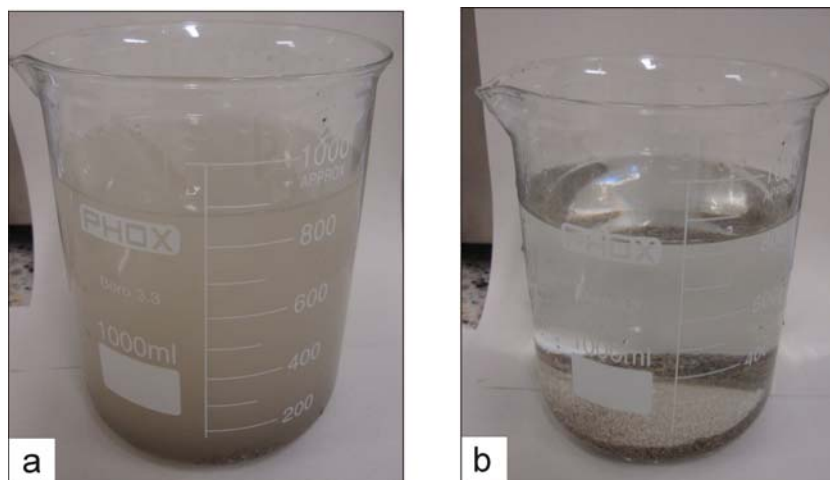


FIGURA 19: (a) amostra após sair da lavadora, com a água turva devido às partículas de resíduos do fluido de perfuração retiradas dos fragmentos de rocha; (b) amostra após três ciclos de lavagem.

- c) Após a lavagem a amostra é colocada em recipiente de porcelana e levada a estufa de 50°C para secagem, onde permanece por 12 horas (FIGURA 20.a). Posteriormente à secagem o material passa por uma limpeza de material ferruginoso oriundo do processo de perfuração, através de imã (FIGURA 20.c);



FIGURA 20: Foto (a) mostra a estufa para secagem das amostras, (b) amostra seca e (c) retirada de material magnético da amostra através de imã.

- d) Procede-se nova análise em lupa com a finalidade de identificação dos grãos, agora livres de contaminantes. São feitas capturas das imagens das amostras como um todo e de detalhes particulares (FIGURA 21). Esta é a etapa mais importante de todo o processo, pois é nela onde ocorre a seleção e separação de grãos de rocha que possam pertencer à rocha matriz ou a intervalos afetados por efeitos tardi-diagenéticos. Nesta etapa é realizada a estimativa semi-quantitativa visual em lupa binocular, com os valores reportados em percentual, classificados em: predominantes (acima de 60%), menor predominância (60-40%), não-predominantes (10 a 40%), raros (menor que 10%) e traços (inferior a 1%). Essa metodologia é adaptada de métodos utilizados em contagem de minerais pesados (PARFENOFF *et al.* 1970);
- e) Após análise em lupa das amostras lavadas, o material é pulverizado em equipamento de moinhos excêntricos de vibração (FIGURA 22.a) ou mini-moinhos de bola (FIGURA 22.b), cujos recipientes podem ser de ferro ou carbeto de tungstênio;

- f) O material pulverizado é preparado para análises de DRX (FIGURA 22.c), FRX, termogravimetria e isótopos estáveis de carbono e oxigênio (FIGURA 22.d).

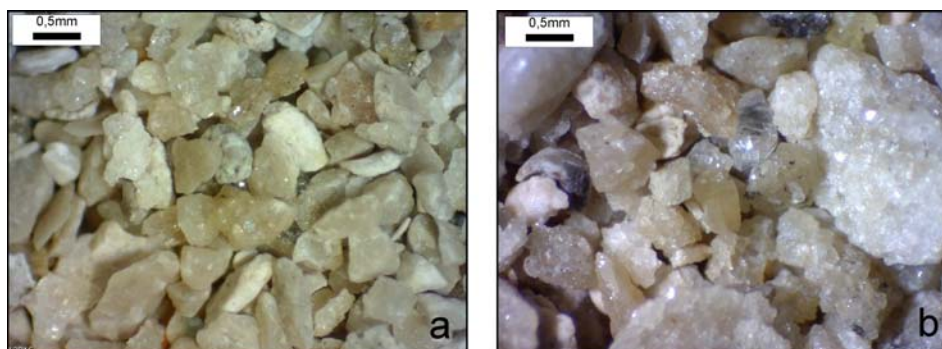


FIGURA 21: Fotomicrografias das amostras de calha do poço P1 após lavagem. (a) amostra 51 e (b) amostra 30.

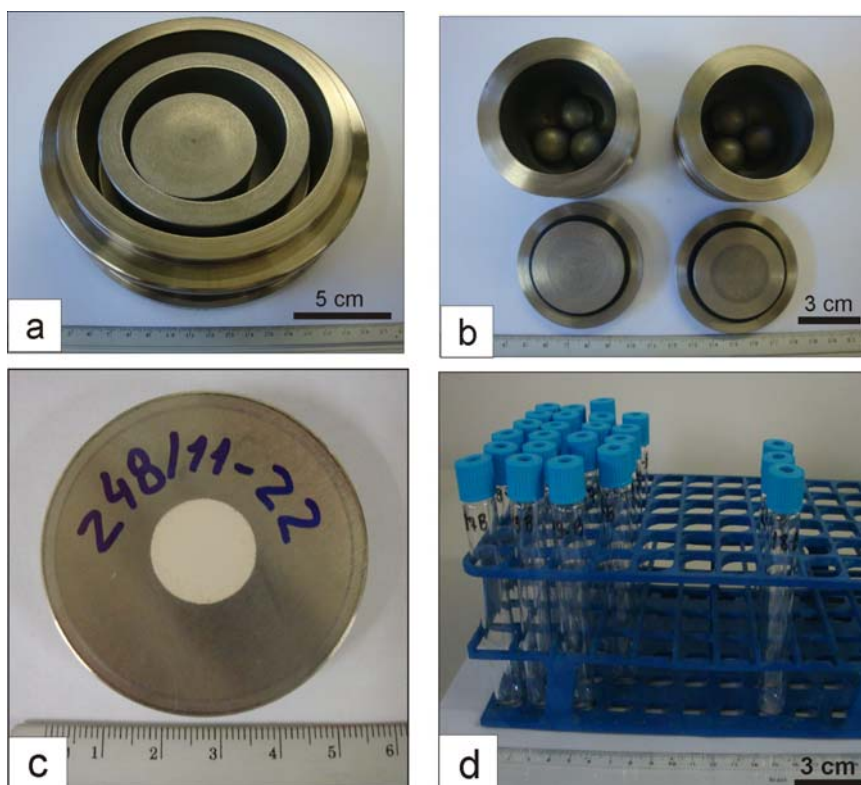


FIGURA 22: Fotos (a) moinho excêntrico; (b) mini-moinhos de bola; (c) porta amostra para DRX e (d) tubos de ensaio para análise no espectrômetro de massa de isótopos de carbono e oxigênio.

4.2 TÉCNICAS ANALÍTICAS

As técnicas descritas a seguir foram todas realizadas nos equipamentos pertencentes ao Laboratório de Minerais e Rochas do Departamento de Geologia da UFPR (LAMIR).

4.2.1 Microscopia por Luz Transmitida (MLT)

A análise petrográfica foi realizada em lâminas delgadas com o objetivo de caracterizar os elementos constituintes do arcabouço da rocha, dos cimentos e das feições diagenéticas de dissolução e preenchimento de veios e fraturas. Para a análise foi utilizado o microscópio de luz transmitida Olympus BX60. Algumas lâminas delgadas foram tratadas com Alizarina Vermelha S com Ferricianeto de Potássio em solução diluída em HCl a 15%, para distinção de calcitas e dolomitas. Algumas foram tratadas com Resina Epóxi Azul para realce da porosidade. As descrições petrográficas permitiram a identificação das principais fácies deposicionais, dos elementos texturais diagenéticos e dos eventos tardios que afetam as rochas da Formação Ponta do Mel.

Foram analisadas 48 lâminas confeccionadas nos laboratórios de laminação da PETROBRAS nas unidades de Santos e Natal.

4.2.2 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV/EDS)

A Microscopia Eletrônica de Varredura utiliza um feixe de elétrons para criar de forma virtual imagens do objeto de análise. Esse método obtém aumentos maiores que a microscopia óptica, além de ter uma grande profundidade de foco, permitindo a visualização 3D da superfície das amostras. Seu princípio de funcionamento baseia-se na emissão de um feixe de elétrons, através da aplicação de uma diferença de potencial por um filamento capilar de tungstênio. O feixe de

elétrons é direcionado para a amostra através de lentes condensadoras e retorna para a formação das imagens. A técnica permite ainda realizar o mapeamento químico dos elementos das amostras, também denominado EDS (*Energy Dispersive System* – Sistema de Energia Dispersiva).

A análise por MEV (Microscopia Eletrônica de Varredura) foi realizada em fragmentos de amostras de calha e fragmentos selecionados dos testemunhos. Utilizou-se o equipamento JEOL 6010LA *InTouchScope*TM, energia de 0,5 a 20 kV, faixa de magnificação de 5 até 300.000 vezes, com EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*), resolução horizontal de 4,0 nm e vertical de 5,0 nm para 20 kV. As amostras foram tratadas com cobertura de liga metálica de Paládium e Ouro ou com Carbono. As análises tiveram como objetivos a identificação mineralógica, as relações de crescimentos dos cristais, os cimentos e a microporosidade.

4.2.3 Difração de Raios-X (DRX)

O método de difração de Raios-X (DRX) baseia-se no princípio de que todos os materiais sólidos cristalinos quando submetidos aos Raios-X tem a capacidade de alinhá-los na saída, em ângulos de acordo com a estrutura cristalina. Apenas os sólidos amorfos não tem essa propriedade. Desta forma é gerado um padrão de difração de Raios-X, o qual é único para cada substância que possua estrutura cristalina.

Apesar do método ser bastante complexo do ponto de vista matemático, de forma simplificada pode-se dizer que se trata da medida de reflexões paralelas aos planos dentro do cristal. Os espaçamentos interplanares e as orientações desses planos são definidas por 3 integrais, (h, k, l) denominadas índices. Um conjunto de planos com índices h, k, l cortam o eixo **a** da unidade do cristal em seções h, o eixo **b** em seções k, e o eixo **c** em seções l. A intensidade dessas medidas são apresentadas em gráfico denominado difratograma.

Os equipamentos utilizados para as análises deste trabalho foram o PW1830-Philips e o Panalytical Empyrean, ambos com tubo de Cobre. Para a leitura no equipamento é necessário que material seja pulverizado em tamanho de 325 *Mesh*. A amostra pulverizada pode ser preparada em recipiente de alumínio

denominado porta-amostra (FIGURA 22.c), ou então preparada sobre lâmina de vidro, quando a quantidade de material for insuficiente para utilização do porta-amostra. O importante é que o material esteja bastante homogêneo com relação ao tamanho e que a superfície de leitura seja lisa, sem rugosidades que possam afetar a trajetória da incidência dos Raios-X. Os resultados são interpretados em programas específicos e neste trabalho, foi utilizado o *software* X'Pert HighScore-Phillips. Os picos dos difratogramas são comparados ao banco de dados JCPDS (*Joint Committee on Powder Diffraction Standards*). No caso das amostras de calha do Poço-1, foi muito importante a análise realizada em lupa binocular (SZ-CTV-Olympus), pois a mistura de fragmentos de várias litologias dificulta a interpretação dos difratogramas.

O procedimento foi varredura de 3 a 70 °2 Theta, com leituras em intervalos de 0,02°[2θ]/s.

4.2.4 Fluorescência de Raios-X (FRX)

Este é um método não destrutivo utilizado para análises químicas elementares de materiais sólidos ou líquidos. A amostra é irradiada por fótons ou partículas carregadas de energia suficiente para excitar os elementos a emitirem um espectro de Raios-X característico. O sistema de detecção permite a determinação da energia emitida e suas intensidades. Os elementos da amostra são identificados por seu espectro de energia ou seus comprimentos de onda para análises quantitativas.

Os materiais a serem analisados podem ser sólidos, pós ou líquidos. O estado cristalino normalmente não afeta a análise, com exceção para materiais muito leves. Todos os elementos acima do número atômico 11 (Flúor) podem ser analisados em concentrações que variam de 0,1 a 100 % do peso. Técnicas especiais devem ser utilizadas quando se pretende analisar materiais com número atômico baixo (4-10) ou em baixas concentrações e para análise de elementos traços. O tempo requerido para análise pode variar de poucos segundos a alguns minutos por elemento, dependendo das características da amostra e da precisão requerida, mas pode ser muito mais demorada no caso de elementos traços.

O método baseia-se na propriedade de cada elemento de possuir um único espectro de Raios-X e comprimento de onda (λ), que se correlacionam diretamente com Z (número atômico).

Uma fonte de Raios-X é utilizada para irradiar a amostra e os Raios-X emitidos são analisados por um espectrômetro. A radiação fluorescente é difratada por um cristal em diferentes ângulos a fim de separar os comprimentos de ondas e identificar os elementos. As concentrações de cada elemento são determinadas pelas intensidades relativas de cada comprimento de onda.

Foram utilizados neste trabalho os equipamentos PW2400 (Tubo de Ródio). Para a leitura é necessária a preparação das amostras, a qual consiste em pesar 7 g do material pulverizado juntamente com 1,4 g de cera orgânica, misturar e prensar em equipamento Pfaff, com pressão de 20 ton/cm² com duração de 60 segundos. Os resultados são apresentados em forma dos 10 principais óxidos presentes nas rochas carbonáticas, além dos traços Ba, S e Sr.

Os resultados são apresentados em lista nos APÊNDICES III e IV.

4.2.5 Análise Termogravimétrica (TG)

A termogravimetria é um método de análise no qual se efetua o registro contínuo da perda de massa de um composto, numa atmosfera controlada, em função da temperatura e do tempo. Os equipamentos utilizados neste método são compostos por uma balança térmica, um forno, um sistema de gás controlado e inerte (N₂, Ar), oxidante (ar atmosférico) ou reativo (CO₂) e um computador que controla o equipamento. Os métodos analíticos térmicos são amplamente utilizados na investigação mineralógica e petrográfica de minerais e rochas, tais como argilas, carbonatos, hidratos de sulfatos, carvão, gipsita, entre outros. Alterações químicas e mineralógicas ocorrem quando se aquecem os compostos minerais. Estas transformações são acompanhadas pela absorção ou liberação de calor (reações endotérmicas ou exotérmicas). Esses efeitos termais podem ser detectados com alto grau de precisão pela técnica de análise de diferencial térmico (ATG). Além disso, tais reações envolvem alterações no peso, as quais podem ser detectadas com acuracidade pela curva de TG (termogravimetria) (BASYONI, 1997).

A linha analítica da termogravimetria utilizada no LAMIR baseia-se na análise direta da decomposição térmica dos carbonatos presentes na amostra.

Os carbonatos constituídos por calcitas e dolomitas decompõem-se termicamente a 750°C em atmosfera de oxigênio, através da seguinte reação: $\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CaO} + \text{CO}_2$ (GARDOLINSKI, 2008).

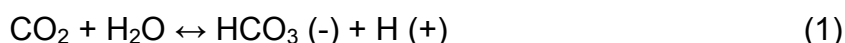
Estas reações são influenciadas pela presença de CO_2 na atmosfera circundante à amostra. Quando submetidas à temperatura e a atmosfera de CO_2 com pressão controlada, o equilíbrio termodinâmico diferencia a reação dos óxidos de tal forma que o óxido de cálcio só ocorrerá em temperatura de 950°C.

As curvas de TG (termogravimetria) foram obtidas através de uma atmosfera de queima de CO_2 , razão de aquecimento de 10°C/m. As condições foram com fluxo de CO_2 de 50 ml/m, temperatura inicial de 300°C e temperatura final de 1.100°C. O equipamento utilizado nas análises foi o Termogravímetro Mettler Toledo TGA/SDTA 851^e.

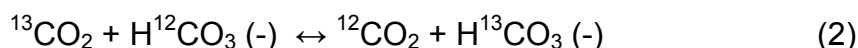
As análises termogravimétricas realizadas permitiram, de forma bastante rápida, o diagnóstico do conteúdo de calcita e dolomita de cada amostra.

4.2.6 Isótopos estáveis de carbono e oxigênio

Os isótopos são elementos que possuem mesmo número de prótons em seus núcleos, mas diferente número de nêutrons e, portanto diferem em seu número de massa. Isótopos do mesmo elemento têm comportamento químico semelhante. A configuração de elétrons também é a mesma e isto determina o seu comportamento nas reações químicas. Entretanto, a diferença de massa entre os isótopos resultam em pequenas variações nos materiais naturais. Essas variações são denominadas “fracionamento dependente da massa”. Como exemplo tem-se o CO_2 na atmosfera, o qual está em equilíbrio com o bicarbonato da água do mar através da equação:



Em qualquer momento no tempo, algum carbono se movimenta para o dióxido de carbono e algum carbono vai para o reservatório de bicarbonato. Da perspectiva isotópica, esse equilíbrio de troca pode ser escrito como:



A variação isotópica encontrada num composto ou numa rocha fornece informações sobre os processos físicos, geoquímicos e também geobiológicos que atuaram nos componentes constituintes em que ocorrem (FAURE, 2005).

As análises do conteúdo isotópico de Carbono e Oxigênio são realizadas em espectrômetros de massa e os resultados são emitidos em comparação com padrões internacionais, referenciado ao padrão V-PDB (Viena *PeeDee Belemnite*) em percentual per mil, denominado delta per mil (δ ‰).

As amostras dos testemunhos (Poços 2, 3 e 4) foram obtidas a partir da amostragem por mini-broca, em duas etapas: regiões das amostras representativas do ambiente deposicional e diagenético, incluindo as carapaças de bioclastos e o cimento e a segunda seleção que amostrou o material de preenchimento das fraturas encontradas. Uma parte do material é analisada no termogravímetro de forma a identificar o conteúdo do mineral carbonático (dolomita ou calcita, ou ambas), facilitando a programação do espectrômetro de massa na análise.

As análises foram realizadas com o equipamento Delta V Advantage com Gás Bench II acoplado, o qual realiza análises *online*, onde o ataque das amostras por ácido fosfórico é feito automaticamente, sem a interferência do operador. Foram realizadas das amostras de testemunhos para caracterização do ambiente deposicional e diagenético e em amostras de material de preenchimento de veios para caracterização da origem. Nas amostras de calha do poço P1 as análises contemplaram o material pulverizado em rocha total e também análise de fragmentos selecionados.

4.2.7 Catodoluminescência (CL)

O bombardeamento de uma amostra por um feixe de elétrons pode dar origem a emissão de fótons de comprimento de onda elevados, situado na região do espectro eletromagnético referente às radiações ultravioleta, visível e infravermelho. Esse fenômeno, denominado de catodoluminescência é característico para alguns

minerais e o método baseia-se na captação da luminescência produzida pelo mineral quando submetido a um feixe de elétrons energizados.

Em rochas carbonáticas a luminescência é produzida a partir de elementos traços nos minerais, os podem ser ativadores da luminescência, sensitivos ou inibidores. Um dos principais ativadores é o Mn, que mesmo em quantidades entre 10-20 ppm é capaz de produzir luminescência detectável. O elemento Fe é o principal inibidor da luminescência (MACHEL, 2000).

O equipamento utilizado foi o CITL Mk-5-2 com o objetivo de evidenciar as fases de crescimento das dolomitas e das calcitas espáticas do preenchimento de fraturas.

4.2.8 Microtomografia de Raios-X (μ CT)

A microtomografia de RX é uma técnica não destrutiva, baseada na emissão de Raios-X artificialmente por aceleração de elétrons contra um material metálico de alto número atômico. Essa radiação eletromagnética produzida caracteriza-se por ter alta frequência, pequeno comprimento de onda e, portanto alto poder de penetração na amostra. A atenuação dos Raios-X emitidos que ocorre ao atravessar a amostra, é capturada pelos detectores e transformada em coeficientes os quais se correlacionam às características dos minerais e ou rochas investigados. Ao final do processo são obtidas centenas de seções microtomográficas, as quais podem ser compostas para visualização tridimensional do arranjo mineralógico e ou do meio poroso (REIS NETO *et al.* 2011).

Essas análises utilizaram o equipamento Microtomógrafo Skyscan 1172 e os *softwares* de tratamento de imagens: *CTAnalyser*, *CTVol* e *CTVox*, todos proprietários da Skyscan.

5 POROSIDADE CÁRSTICA

A possibilidade de dissolução da rocha carbonática em profundidade ainda gera discussões, porém a existência de porosidades anormalmente altas em condições de elevado soterramento em carbonatos e dolomitos não é questionada, independente do mecanismo gerador. Com o intuito de discutir o sentido dado a esses conceitos no decorrer desse estudo, os itens seguintes abordarão uma revisão de conceitos em carstificação como geradores de porosidade importante em rochas carbonáticas, bem como as classificações de porosidade mais adequadas a esse tipo de poro.

O conceito de carste foi por muito tempo utilizado no sentido geomorfológico para descrever terrenos esculpidos em rochas calcárias por processos de percolação de águas meteóricas descendentes.

Com a evolução do conhecimento das rochas em subsuperfície, a partir de pesquisas exploratórias, constatou-se a presença de cavidades em profundidade e em estratos rochosos que nunca estiveram submetidos à exposição subárea, e cuja dissolução não poderia ter sido originada pelo tradicional processo de carstificação por percolação de águas superficiais, também denominado de carste epigênico.

Klimchouk (2007), para abranger a possibilidade de dissolução não associada à superfície, redefine carste como “um sistema de transferência de massa em rochas solúveis cuja permeabilidade é dominada por condutos que foram gerados por dissolução na rocha e que facilitam a circulação dos fluidos.” Essa definição exclui a restrição de ocorrência em superfície.

Para a distinção entre os ambientes superficiais e os ambientes em profundidade foram adotados os termos epigênico, para carste superficial e hipogênico para carste originado por processos de dissolução em profundidade. Enquanto que o termo tradicional de carste epigênico tem seus fundamentos consolidados, o conhecimento sobre carste hipogênico encontra-se ainda em fase de aprofundamentos. Klimchouk (2009) define hipogênese como um processo de formação de estruturas permeáveis a partir de dissolução por fluidos ascendentes, predominantemente em situações de confinamento. A distinção entre o carste epigenético e o hipogenético reside em diferenças no tipo, padrão e segmentação de

sistema de fluxo de fluidos, caracterizado por condições cinéticas, químicas e térmicas diferentes.

A definição de Klimchouk (2007) é hidrogeológica: refere-se à origem, tipo e sistema de fluxo dos fluidos capazes de gerar porosidade cárstica em profundidade, não tão restrita como a definição de Palmer (2006), que trata da formação hipogênica como processo geoquímico causado por fluidos hidrotermais e ácidos (normalmente ácido sulfúrico). Alguns autores enfatizam a necessidade de fluidos agressivos, reforçando a idéia de acidez como agente de dissolução. Em outro sentido, Klimchouk (2007) afirma que essa condição “ácida” do fluido, mesmo que ela exista, é transitória, pois o fluido pode adquiri-la em profundidade quando passa por formações solúveis ou por reações de oxi-redução, e que no ambiente hipogênico um grande número de mecanismos de dissolução pode atuar ou combinados ou em sequência.

A dissolução em profundidade, formando cenário de carste hipogênico, promove o aumento do sistema permo-poroso da rocha carbonática, o qual pode ou não ser preservado ao longo de sua evolução. Caso seja preservado, o padrão encontrado será diferente daqueles de reservatórios carbonáticos caracterizados por porosidade primária intergranular ou porosidade secundária móldica e cujo tamanho normalmente situa-se até *vugs* médios e que podem ser denominados de convencionais. Já no sistema cárstico, as porosidades são normalmente acima desse tamanho, podendo ir de *vugs* grandes até cavernas. A classificação de Luo e Machel (1995) estabelece o tamanho acima de 256 mm para o poro tipo caverna. Os ambientes cársticos, sejam eles epigênicos ou hipogênicos, são formadores desse tamanho de poro.

Para o estudo da porosidade do ambiente cárstico, assim como se procede em rochas com porosidade primária, utilizam-se classificações, as quais nem sempre conseguem contemplar o tipo de poro encontrado nesse ambiente.

A classificação de porosidade de Choquette e Pray (1970) apresenta o enfoque nos grãos do arcabouço deposicional, separando os tipos de poros naqueles associados à textura da rocha e naqueles não associados. Apresenta ainda um terceiro, misto dos dois anteriores.

Lucia (1983) apresenta a classificação dos poros em conexão com a permeabilidade, mais adequada ao uso em rochas-reservatórios e divide o espaço poroso em dois grupos principais: porosidade interpartícula e porosidade vugular. A

porosidade interpartícula pode ser intergranular ou intercristalina. A porosidade vugular, como definida por Lucia (1983), é o espaço poroso entre grãos ou cristais ou aquela que é significativamente maior do que estes. A porosidade vugular ainda é subdividida em *vugs* separados e *vugs* interconectados. *Vugs* interconectados compreendem fraturas, fraturas alargadas por dissolução, cavernas, brechas e porosidade fenestral.

Luo e Machel (1995), através do estudo das rochas dolomíticas da Formação Grosmont (Devoniano da Bacia do Oeste do Canadá), propuseram uma nova classificação de porosidade para rochas carbonáticas. O objetivo dos autores foi o de abranger um reservatório heterogêneo, com porosidade variando desde poros muito pequenos em zonas “fechadas”, até porosidade em fraturas abertas conectando *vugs*, além de poros tipo canal e cavernas de dezenas de metros, associadas a zonas carstificadas, próximas às inconformidades.

Além da porosidade, os autores indicam o tipo de fluxo que ocorre em cada um dos tamanhos de poros. Esses parâmetros são utilizados para a modelagem de modelos de fluxos em reservatórios de petróleo (FIGURA 23).

Lonoy (2006) propôs outra classificação, baseada na geometria e tamanho dos poros e relacionando porosidade e permeabilidade através de um índice. A classificação foi proposta pela medição de porosidade e permeabilidade em 3.000 plugues de rochas. Os plugues de rocha para medidas de porosidade e permeabilidade variam entre 2,5 a 3 cm de diâmetro e 3 a 10 cm de comprimento. Por essa razão a classificação de Lonoy (2006) abrange os poros incluídos nesse tamanho, mas não aborda a porosidade vugular ou tipo caverna, portanto não é adequada para a análise do tipo de porosidade encontrada em ambientes cársticos.

| Escala de observação | Escala de tamanho | Tipo de fluxo | Nome |
|--|------------------------------------|--------------------------------------|-----------------|
| Olho nu/ lupa de mão | Mega: > 256mm Macro: 1 a 256 mm | Fluxo heterogêneo | Cavernas e vugs |
| Microscópio/ MEV | Meso: 1mm a 1 μ m | Lei de Darcy | Mesoporosidade |
| MEV/ Medidas de porosidade por injeção de mercúrio | Micro: < 1 μ m | Fluxo com alta tensão interfacial | Microporosidade |



| Escala de tamanho | Ambiente predominante | Classificação mais apropriada |
|--|--|--|
| Mega cavernas > 256 mm | Ambiente cárstico Intervalos naturalmente fraturados | Loucks (1999) Ahr (2008) |
| Macro vugs grandes 32 a 256 mm vugs médios 4 a 32 mm vugs pequenos 0,5 a 4 mm | Ambiente cárstico Intervalos naturalmente fraturados Ambiente deposicional Ambiente diagenético | Choquette e Pray(1970) Lucia (1983) Loucks (1999) Lonoy(2006) Ahr (2008) |
| Meso poros grandes 0,0625 a 0,5 mm poros pequenos 0,0625mm a 1 μ m | Ambiente cárstico Intervalos naturalmente fraturados Ambiente deposicional Ambiente diagenético | Choquette e Pray(1970) Lucia (1983) Lonoy(2006) Ahr (2008) |
| Micro microporo grande 0,2 a 1 μ m microporo pequeno abaixo de 0,2 μ m | Ambiente deposicional Ambiente diagenético | Lonoy(2006) |
| Acrescentado por este trabalho | | |

FIGURA 23: Classificação de porosidade (adaptada de LUO e MACHEL, 1995).

Loucks (1999) propõe uma classificação voltada para os sistemas cársticos, tendo as brechas como elemento principal do sistema poroso. O enfoque é qualitativo, uma vez que medidas do ambiente cárstico são difíceis de obter devido aos poucos afloramentos de paleocarstes e pelos poucos dados de rocha em subsuperfície, além das dimensões que podem atingir até centenas de metros. O autor considera que os paleocarstes possuem geometria complexa e são resultantes de processos que atuaram próximos a superfície, tais como dissolução, sedimentação clástica, precipitação química e associados à presença de fraturas, brechas e colapso de tetos de cavernas. Todo esse sistema é sobreposto aos processos inerentes do soterramento, o que provoca, além da compactação, o colapso de dutos remanescentes, produzindo brechas (FIGURA 24).

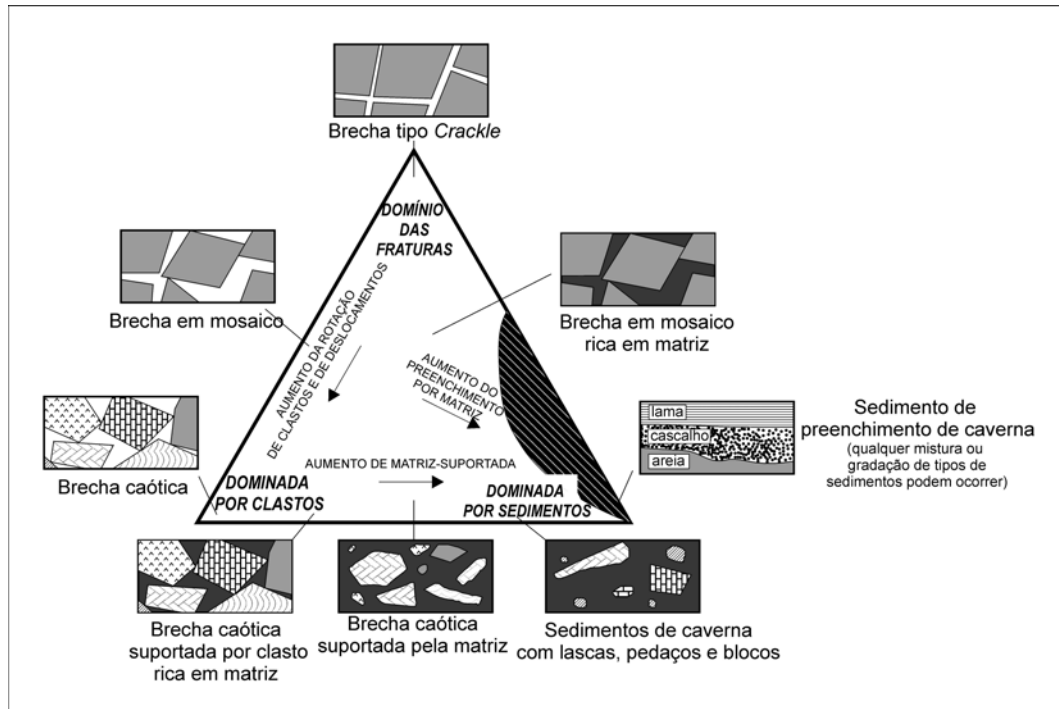


FIGURA 24: Classificação de brechas e sedimentos de preenchimento de ambientes cársticos. Modificado de Loucks, 1999.

Ahr (2008) propôs um diagrama ternário para classificar a porosidade em rochas carbonáticas associadas ao ambiente deposicional, ambiente diagenético e fraturamento, por considerar um caso especial ao qual deva ser dada atenção, devido ao alto potencial de melhorar as características de porosidade e permeabilidade (FIGURA 25). O objetivo de Ahr (2008) com a proposta de classificação ternária foi o de ter uma ferramenta que pudesse ser preditiva: se a rocha tem a porosidade dominada pelas características deposicional, o mapeamento faciológico da seção carbonática servirá para identificar os alvos; se for predominantemente diagenética, os atributos a serem mapeados devem contemplar a história da evolução e se a rocha tiver parte de seu sistema poroso atribuído às fraturas, o mapeamento estrutural será fundamental para os modelos preditivos de distribuição da qualidade do reservatório.

Ao contemplar o sistema de fraturas em sua classificação, a proposta de Ahr (2008) torna-se útil para o ambiente cárstico.

Das classificações descritas, a que melhor se aplica à porosidade encontrada nos ambientes cársticos é a de Luo e Machel (1995), a de Ahr (2008) e a de Loucks (1999).

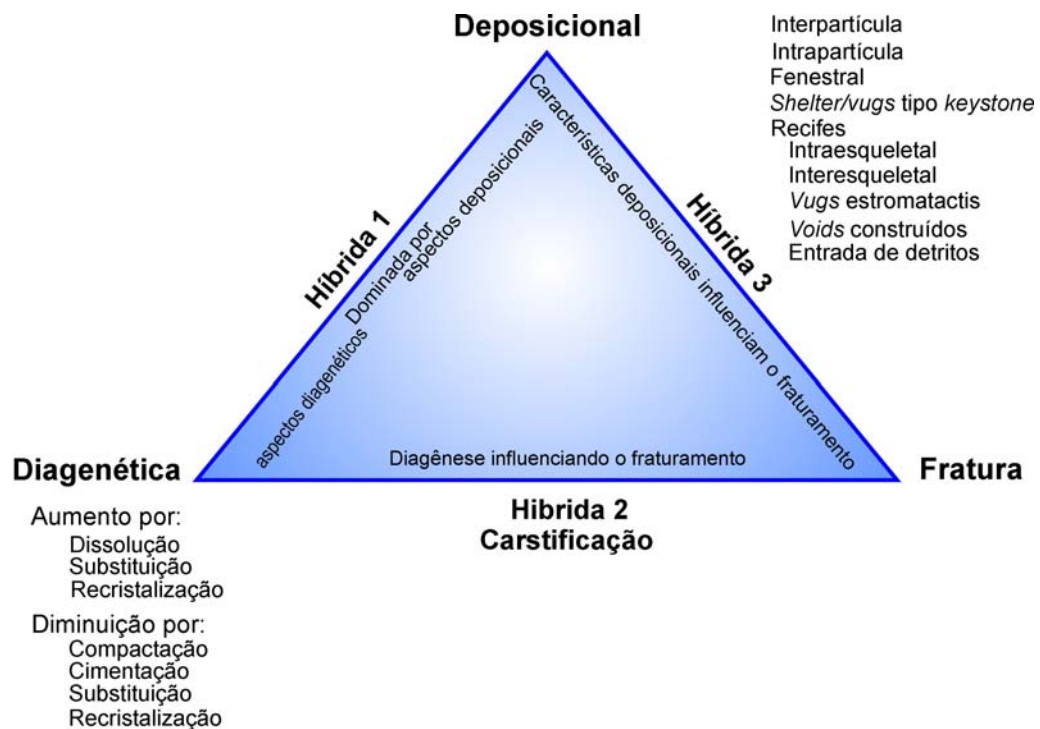


FIGURA 25: Classificação genética de porosidade em rochas carbonáticas proposta por Ahr (2008), acrescida do tipo Híbrida 2 - Carstificação.

A identificação de porosidade maior que 256 mm em subsuperfície, através de poços de petróleo é tarefa difícil. As ferramentas de detecção e análises realizadas em ambiente de poços foram desenhadas para medidas de porosidade e outros parâmetros de reservatórios denominados convencionais, normalmente com tamanho de poros até *vugs* médios na classificação de Luo e Machel (1995). Porosidades do tipo *vugs* grandes e caverna, geradas por processos de carstificação epigênica ou hipogênica são difíceis de quantificar em poços. Porém sua identificação é possível através de parâmetros de perfuração, os quais são fáceis de reconhecer, mas ainda pouco utilizados de forma sistemática na medição de porosidades cársticas.

Alguns indicadores podem ser utilizados para a detecção de rochas com poros vugulares e/ou tipo caverna, sendo um dos mais importantes, a “perda de circulação” de fluido durante da perfuração. Esse fenômeno é definido como a penetração indesejável de fluido de perfuração para o interior da formação rochosa durante a perfuração do poço. Pode ocorrer em qualquer profundidade e pode variar

em intensidade, a qual é medida em volume de fluido perdido para os poros da formação. A perda de circulação ocorre normalmente em formações com alta permeabilidade, fraturadas naturalmente ou com porosidade vugular ou tipo caverna. Baomin e Jingjiang (2009) enumeram alguns indicadores de zona carstificada através de parâmetros de perfuração: a) o tempo de perfuração diminui rapidamente e ocorre o aumento da taxa de perfuração (metros/hora); b) o diâmetro do poço aumenta e ocorre ocasionalmente perda de ferramentas (coluna ou ferramentas de perfilagem) para dentro do poço; c) eventualmente ocorre a presença de hidrocarbonetos no fluido de perfuração retornado; d) baixa recuperação de testemunhos e e) perdas de circulação elevadas.

Taghavi *et al.* (2006) afirmam que a principal forma de avaliar o efeito das fraturas na qualidade do reservatório é quantificar a perda de circulação durante a perfuração do poço, a qual é mais severa em intervalos fraturados. Mostafavi *et al.* (2011) afirmam: “Apesar de que pequenas fraturas estejam presentes em quase todas as formações, fraturas naturais de alta condutividade encontradas em rochas carbonáticas resultam em memoráveis perdas de circulação”.

Esses indicadores (perdas de circulação, baixa recuperação de testemunhos e de amostras de calha), podem ser acessados em relatórios de perfuração e úteis no mapeamento de zonas carstificadas em profundidade.

Entre os poços estudados, dois apresentaram perdas de circulação: o poço P1 e poço P4. No poço P1 as perdas de circulação ocorreram em 4 intervalos, sendo a primeira no contato entre a Formação Ubarana e a Formação Ponta do Mel. As outras ocorrências situam-se no intervalo intermediário e basal da sequência carbonática. No P4 estão situadas próximas ao topo da formação (TABELA 2). A baixa recuperação de testemunhos também foi observada nos poços amostrados e conforme TABELA 3. Esses fenômenos serão utilizados no decorrer deste trabalho como indicativos da presença de intervalos naturalmente fraturados e/ou com porosidade vugular/caverna, conforme trabalhos de Baomin e Jingjiang (2009), Taghavi *et al.* (2006) e Mostafavi *et al.* (2011).

TABELA 2: Perdas de circulação nos poços P1, P2, P3 e P4.

| Poço | Intervalo com perda de circulação (m) |
|------|---------------------------------------|
| P1 | 1.622 / 1.649 |
| P1 | 1.873 / 1.931 |
| P1 | 1.936 / 1.998 |
| P1 | 1.998 / 2.133 |
| P2 | Sem registro de perdas |
| P3 | Sem registro de perdas |
| P4 | 1.463 / 1.600 |
| P4 | 1.600 / 1.650 |
| P4 | 1.650 / 1.704 |

TABELA 3: Recuperação dos testemunhos nos poços P2, P3 e P4.

| Poço | Topo e base da Formação Ponta do Mel (m) | Testemunho | Intervalo testemunhado (m) | Recuperação (m/%) |
|------|--|--------------|----------------------------|-------------------|
| P1 | 1.635 / 2.103 | | Não foi testemunhado | |
| P2 | 1.628 / 2.170 | Testemunho 2 | 1.633,0 a 1.647,00 | 14 m / 100% |
| P3 | | Testemunho 2 | 1.647,00 a 1.653,00 | 3m / 50% |
| P3 | | Testemunho 3 | 1.678,00 a 1.683,00 | 2,30 m / 46% |
| P3 | 1.645 / 2.188 | Testemunho 4 | 1.882,00 a 1.885,00 | 0,5m / 25% |
| P3 | | Testemunho 5 | 1.885,00 a 1.887,50 | 2,25m / 90% |
| P3 | | Testemunho 6 | 2.037,00 a 2.043,00 | 2,36 m / 40% |
| P4 | 1.524 / 1.972 | Testemunho 1 | 1.552,70 a 1.558,80 | 2m / 33% |

6 CARACTERIZAÇÃO DA FORMAÇÃO PONTA DO MEL

As rochas carbonáticas da Formação Ponta do Mel foram depositadas no final do Albiano, entre 105 e 99 ma, conforme Pessoa Neto *et al.* (2008). No Campaniano a bacia foi exposta e parte da deposição carbonática Ponta do Mel foi erodida. Após esse evento, com a deposição das formações sobrepostas (Ubarana, Tibau e Guamaré) a Formação Ponta do Mel esteve submetida ao soterramento. Eventos tectônicos também afetaram suas rochas, desde o final do Cretáceo até o recente. Devido à alta susceptibilidade química das rochas carbonáticas, a diagênese e os processos tectônicos modificaram a estrutura primária deposicional, tanto de forma pervasiva como de forma localizada. A partir de observações petrográficas e análises químicas das amostras foi possível estabelecer as alterações pós-deposicionais impressas nos carbonatos Ponta do Mel e avaliar as possibilidades de geração de porosidade por dissolução tardia.

6.1 CARACTERIZAÇÃO DOS TESTEMUNHOS

Os testemunhos estudados foram coletados em intervalos que abrangeram a base, a porção intermediária e o topo da Formação Ponta do Mel (TABELA 1). A partir dessas análises confirmam-se as descrições anteriores na qual são definidas fácies de granulometria fina, composta por *mudstones* predominantemente na base e fácies de granulometria média a rudácea composta por *grainstones* a *rudstones* para o topo.

Os eventos pós-deposicionais, objeto principal deste estudo, desenvolveram-se sobre rochas cujas características deposicionais serão descritas a seguir e denominadas de “rocha matriz”. Para a melhor compreensão da interação da rocha matriz e as feições pós-deposicionais, faz-se necessária a caracterização deste arcabouço primário, especialmente nas fácies preservadas dos eventos modificadores. Para a definição das fácies desse estudo foram analisadas 48 lâminas petrográficas e descritos os tipos de grãos do arcabouço e identificação dos bioelementos, quando possível. Textura, tamanho, seleção granulométrica,

empacotamento, contatos entre os grãos, matriz e cimentos também foram descritos.

6.1.1 ANÁLISE PETROGRÁFICA

6.1.1.1 Arcabouço deposicional

A composição da rocha matriz varia desde *mudstones*, margas e laminitos em sua base e *grainstones* a *rudstones* no topo da formação. Na descrição macro e microscópica das rochas foi utilizada a classificação proposta por Terra *et al.* (2009), a qual baseia-se, em parte, em classificações anteriores, mas com particularidades aplicáveis às rochas carbonáticas das bacias sedimentares brasileiras. Dessa forma utilizam-se termos das classificações de Dunham, Embry e Klowan, Carozzi (citados por TERRA *et al.* 2009), entre outros, conforme FIGURA 26.









| | NOMENCLATURA PRINCIPAL | TEXTURA | DEFINIÇÃO | NOMENCLATURA COMPLEMENTAR | REFERÊNCIA OU MODIFICADO DE | TERMOS CORRELATOS | TEXTURAS MODIFICADORAS |
|--|------------------------|---|---|--|---------------------------------|--|---|
| Elementos não ligados durante a formação | MUDSTONE |  | Rocha suportada pela matriz com menos de 10% de grãos (tamanho areia ou maior). | COM (Caso ocorram grãos) oolitos, oncolitos, pelóides, pelóides fecais, intraclastos, bioclastos, esferulitos ou CALCILUTITO A BIRDSEYES = rocha suportada pela matriz com porosidade fenestral ou lentes de calcita espática. | Dunham (1962) | Calcilutito, dismicrito, mudstone a <i>birdseyes</i> . | C/ feições de exposição; com feições pedogenéticas; bioturbado; dolomitizado; silicificado; com <i>hardgrounds</i> ; etc. |
| | WACKSTONE |  | Rocha suportada pela matriz com mais de 10% de grãos (tamanho areia ou maior). | COM (para os grãos) - oolitos, oncolitos, pelóides, pelóides fecais, intraclastos, bioclastos, esferulitos. | Dunham (1962) | | |
| | PACKSTONE |  | Rocha suportada pelos grãos com matriz. | "+" (composição principal): oolítico, oncolítico, peloidal, peloidal fecal, intraclástico, bioclástico, esferulítico; com fragmentos de estromatolitos, trombolitos, laminitos, leiolito, dendrolito. | Dunham (1962) | Calcarenito, oomicrito, biomicrito, pelmicrito, intramicrito | |
| | GRAINSTONE |  | Rocha suportada pelos grãos, sem matriz (< 5% de matriz). | "+" (composição principal): oolítico, oncolítico, peloidal, peloidal fecal, intraclástico, bioclástico, esferulítico; com fragmentos de estromatolitos, trombolitos, laminitos, leiolito, dendrolito. | Dunham (1962) | Calcarenito, ooespatito, bioespato, pelespatito, intraespato | |
| | FLOATSTONE |  | Rocha suportada pela matriz com mais de 10% dos grãos maiores que 2 mm. | COM (para os grãos) - oolitos, oncolitos, pelóides, pelóides fecais, intraclastos, bioclastos, esferulitos. Com fragmentos de estromatolitos, trombolitos, laminitos, leiolito, dendrolito. | Embry & Klowan (1971) | | |
| | RUDSTONE |  | Rocha suportada pelos grãos com mais de 10% dos grãos maiores que 2 mm. | "+" (composição principal): oolítico, oncolítico, peloidal, peloidal fecal, intraclástico, bioclástico, esferulítico; com fragmentos de estromatolito, trombolito, laminito, leiolito, dendrolito, esferulítico. | Embry & Klowan (1971) | Brecha | |
| | BIOACUMULADO |  | Rocha constituída pela dominância de um tipo de organismo sem retrabalhamento (in situ) e granulometria areia ou maior. | "+" organismo formador: ex. ostracodes, bivalvos, macroforaminíferos, crinóides, etc... | Carozzi (1972) | Coquina | |
| | BRECHA |  | Rocha suportada pelos grãos com mais de 50% dos grãos angulosos maiores que 2 mm. | "+" (composição principal): intraclástica, com fragmentos de estromatolito, trombolito, laminito, leiolito, dendrolito, esferulítico. | Flügel (2004); Pettijohn (1974) | Brecha de Colapso, Breccia, Rudstone com clastos angulosos | |

FIGURA 26: Excerto da tabela de classificação de rochas carbonáticas de Terra *et al.* (2009).

6.1.1.1.1 Fácies de águas profundas

Fácies descrita na base da Formação Ponta do Mel, no testemunho do poço P3, entre 2.037 e 2.039 metros. Compõem-se de *mudstones* com intercalação de marga (FIGURA 27). São considerados depósitos distais de uma plataforma carbonática implantada no início da separação dos continentes americano e africano e cujos depósitos de água rasa, segundo Terra (1990a), não foram preservados.

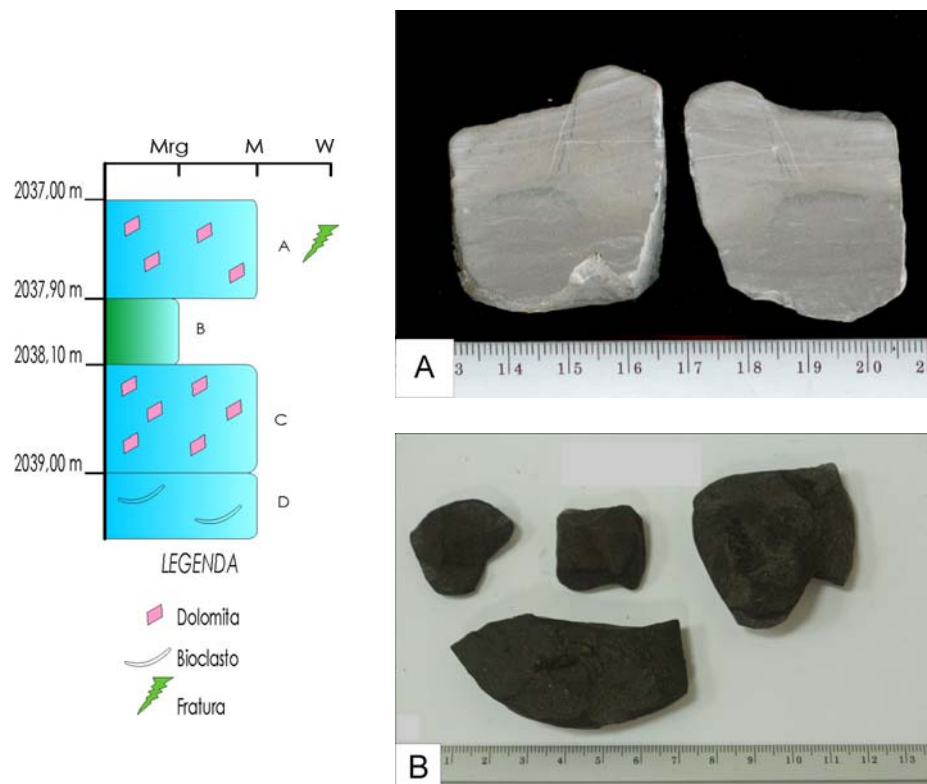


FIGURA 27: Perfil litológico esquemático do testemunho basal do P3. Imagens (A) *mudstone*, (B) marga. As letras das imagens correspondem à identificação da amostra no perfil.

a) *Mudstone* com bioclastos (**Mudbio**)

Apresenta coloração cinza clara a cinza média com textura maciça e laminação incipiente. Caracteriza-se pela predominância de matriz micrítica calcítica e presença de raros grãos aloquímicos compostos por calcisferas (*Pithonella esférica*), fragmentos de moluscos gastrópodos e foraminíferos (FIGURA 28). As

carapaças dos gastrópodes são evidenciadas pela recristalização. Encontram-se bem preservadas e as câmaras preenchidas por micrita. Além dos aloquímicos apresenta também cristais de pirita e dolomita romboédrica, dispersos na matriz micrítica (FIGURA 28.B). Correlaciona-se com a fácies Calcilutito a planctônicos (L.PI) de Terra (1990a).

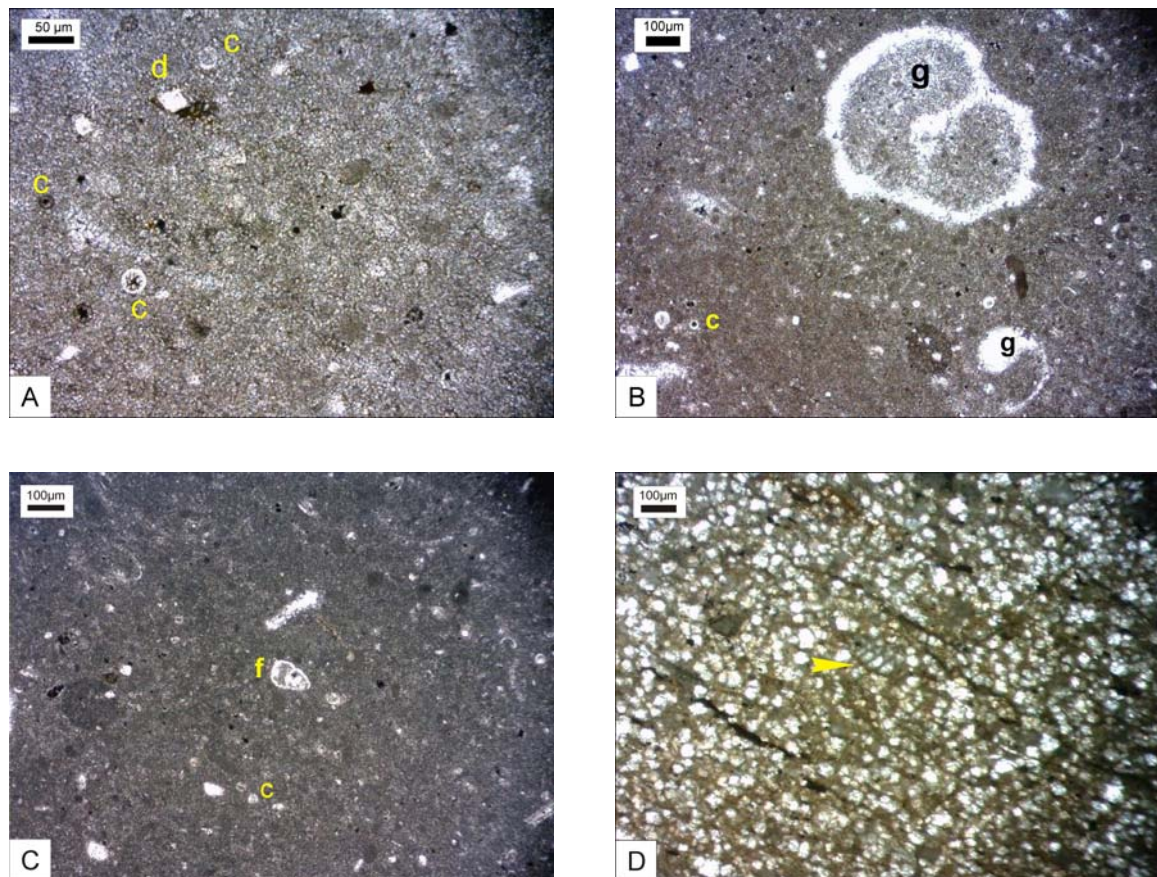


FIGURA 28: Fotomicrografias de *mudstones* do P3. **(A)** calcisferas (c) e cristais romboédricos de dolomita (d); **(B)** calcisfera (c) e gastrópodos (g); **(C)** calcisfera (c) e foraminífero (f), matriz micrítica e textura maciça. Profundidade 2.037,00 metros, luz natural. Imagem **(D)** foraminífero bisseriado (seta amarela), profundidade 2038,10 m, luz natural.

São rochas interpretadas como depósitos de águas com profundidade acima de 50 metros, por suspensão, na porção de mar aberto ou bacia profunda. A presença de bioclastos de tamanhos maiores que silte sugere o transporte de material de água rasa para dentro da bacia através de ondas de tempestade ou correntes de turbidez, as quais, porém não foram verificadas nas amostras deste trabalho. Em trabalhos anteriores sobre poços perfurados na parte terrestre da Bacia Potiguar não foram descritos carbonatos de plataforma rasa que pudessem ser correlacionados com esses depósitos de água mais profunda. Tal fato sugere a

paleogeografia do mar da deposição basal da Formação Ponta do Mel configurar-se-ia particular, pois lateralmente em direção a porção terrestre da bacia, ocorria a expressiva deposição siliciclástica da Formação Açú (FIGURA 6).

b) Margas (**Mrg**)

Com ocorrência pouca expressiva, apresentam-se de coloração cinza escura, sem laminação aparente, mas com fissilidade comum dos folhelhos. Compõem-se de quartzo e calcita (FIGURA 27.B). Não foi descrita em Terra (1990a).

6.1.1.1.2 Fácies de Plataforma Rasa

São as fácies predominantes a partir da metade superior da Formação Ponta do Mel, segundo Terra (1990a). Neste trabalho foram amostradas por testemunhos nos três poços (P2, P3 e P4). Os grãos aloquímicos do arcabouço são compostos por oncolitos, bioclastos de algas vermelhas, algas verdes, gastrópodos, artrópodos, bivalves, foraminíferos, pelóides e raramente oolitos. Apresentam cimentação em mosaico equigranular espático, localmente observa-se franjas de cimento prismático preservadas. A micrita encontra-se também como matriz, mas de forma pontual. Pela análise do conteúdo bioclástico interpreta-se como depósitos em plataforma rasa, por vezes bioconstruídos. Algumas porções representam as lagunas *back-reef* com abundante micrita. Bioturbações, foraminíferos bentônicos e ostracodes encontram-se presentes. Apresentam variações granulométricas desde tamanho areia fina até grãos maiores que 2 mm, coloração clara variando do esbranquiçado até os tons de creme claro a creme médio.

a) *Rudstone* oncolítico/bioclástico/peloidal (**RudOncBioPel**)

Apresentam coloração creme clara, sem laminação ou estruturas e normalmente gradam para os *grainstones*. A granulometria varia desde tamanho areia fina até grânulos e possuem grande variedade na composição dos aloquímicos, mas com predominância dos oncolitos e bioclastos, com presença de pelóides subordinamente (FIGURA 29.A). A estrutura é maciça, o contato entre os grãos é do tipo flutuante em cimento calcítico blocoso. Os bioclastos são de algas vermelhas coralináceas e solenoporáceas, algas verdes dasicladáceas, bivalves, foraminíferos e pelóides. Os oncolitos apresentam formato variado e irregular, com incorporação de vários outros tipos de bioclastos, como fragmentos de bivalves e pelóides. Observa-se a presença subordinada de matriz micrítica. Essa fácies foi encontrada nos três poços amostrados por testemunhos, na porção superior da Formação Ponta do Mel. Corresponde à fácies Calcarenito/Calcirrudito micrítico oncolítico de Terra (1990a).

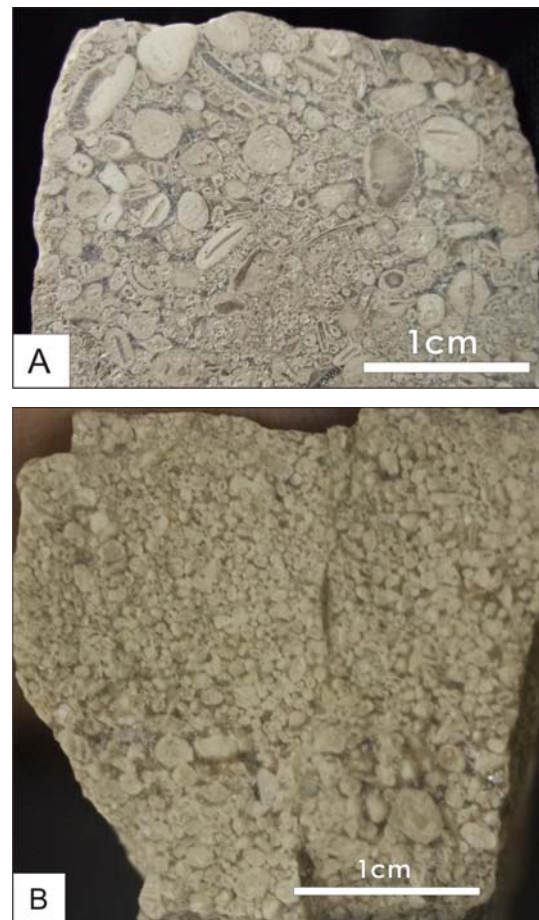
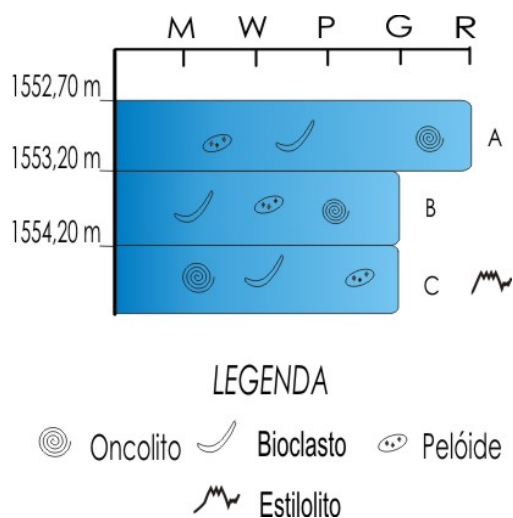


FIGURA 29: Perfil litológico esquemático do testemunho do P4. Imagem (A) é um *rudstone* composto por oncolitos, bioclastos de bivalves e pelóides (**RudOncBioPel**). Imagem (B) é um *grainstone* com os mesmos grãos do arcarbouço em (A), porém com granulometria menor.

b) *Grainstone* peloidal/oncolítico/bioclástico (**GSTPelOncBio**)

Apresenta características muito semelhantes aos *rudstones*, variando apenas a composição principal e tamanho dos grãos menores que 2 mm, predominantemente. A textura é maciça, com gradações locais para os *rudstones*. O contato entre os grãos é flutuante, raramente pontual e em poucas amostras foram verificados contatos côncavo-convexos, normalmente próximos às feições de fraturamento. A composição principal são os pelóides e os oncolitos, raramente ocorrem amostras com predominância de algas vermelhas solenoporáceas (FIGURAS 30 a 40).

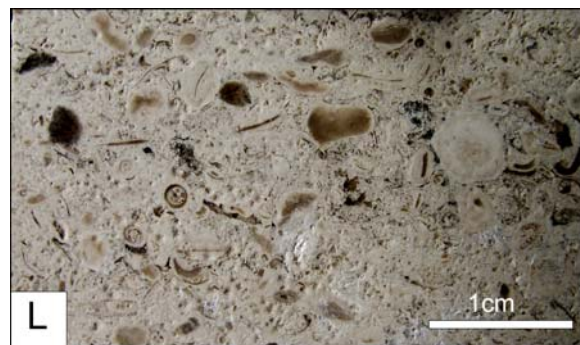
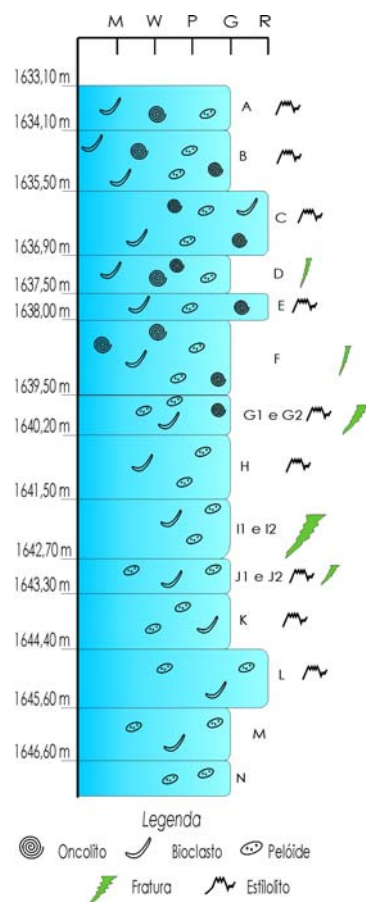


FIGURA 30: Perfil litológico esquemático do testemunho do P2. Fotografias de GSTPelOncBio (D) e RudOncBioPel (E e L).

Os bioclastos são de algas vermelhas, algas verdes, equinodermas, braquiópodos e bivalves. Oolitos estão presentes, mas são raros. A cimentação é calcítica, blocosa. A matriz é quase totalmente ausente, apenas verifica-se em poucos locais associada com bioclastos. Estruturas de bioturbação foram verificadas em algumas amostras. A seleção granulométrica é baixa, com grande variação no tamanho dos grãos do arcabouço. Essa fácies corresponde à descrição de duas fácies de Terra (1990a): Calcarenito espático peloidal e calcarenito espático oncolítico.

c) *Grainstone* bioclástico/peloidal (***GSTBioPel***)

É uma fácies semelhante à anterior, porém com predominância de bioclastos no arcabouço. Essas rochas representam os depósitos dos ambientes de mais alta energia próximos às bordas bioconstruídas. Podem variar para a predominância de pelóides (***GSTPelBio***). Corresponde a fácies Calcarenito espático bioclástico de Terra (1990a).

6.1.1.1.3 Ambiente deposicional dos testemunhos

Baseado no conteúdo bioclástico, as amostras permitiram seu posicionamento em ambiente de laguna e plataforma rasa para os poços P2, topo do P3 e P4 e bacia profunda para a base do P3. Os bioelementos diagnósticos podem ser observados nas FIGURAS de 31 a 39. A representação esquemática desses ambientes está resumida da FIGURA 40.

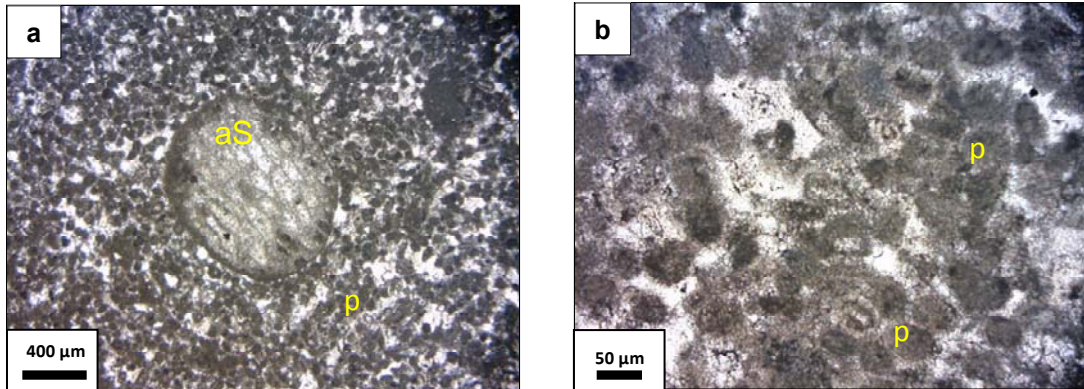


FIGURA 31: Fotomicrografias do *GSTBioPel* do P2. Em (a) fragmento de alga vermelha solenoporácea (aS) e pelóides (p). Em (b) detalhe dos pelóides. Luz natural, profundidade 1.633,10 m.

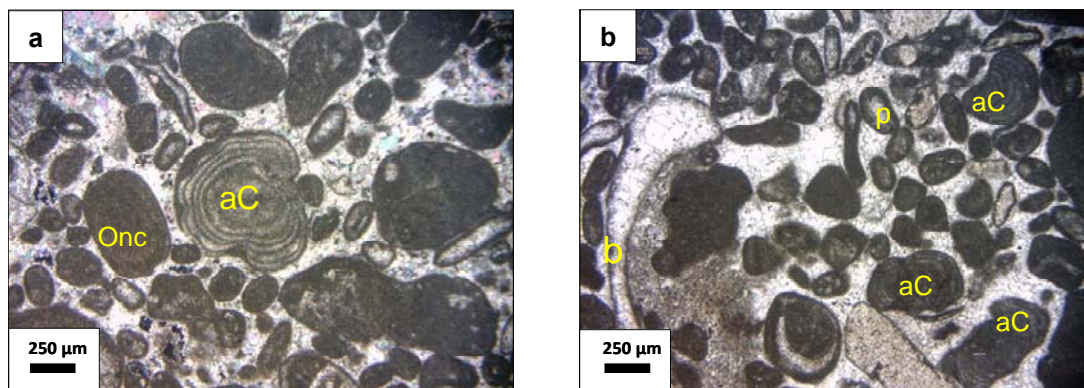


FIGURA 32: Fotomicrografias (a) e (b) do *GSTBioPel* do P2. Fragmentos de algas vermelhas coralináceas (aC), oncolitos (Onc), bivalvo (b) e pelóides (p). Nicóis cruzados em (a) e luz natural em (d), profundidade 1.639,30 m.

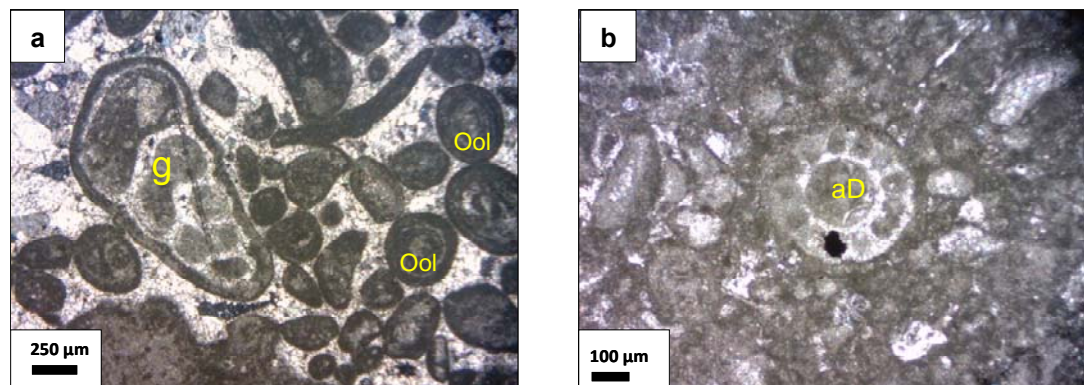


FIGURA 33: Fotomicrografias (a) e (b) do *GSTBioPel* do P2 apresentado gastrópode (g), oolitos (Ool), pelóides e alga verde dasicladácea em corte transversal (aD). Nicóis cruzados em (a) e luz natural em (b). Profundidade 1.639,70 m (a) e 1640,20 m (b).

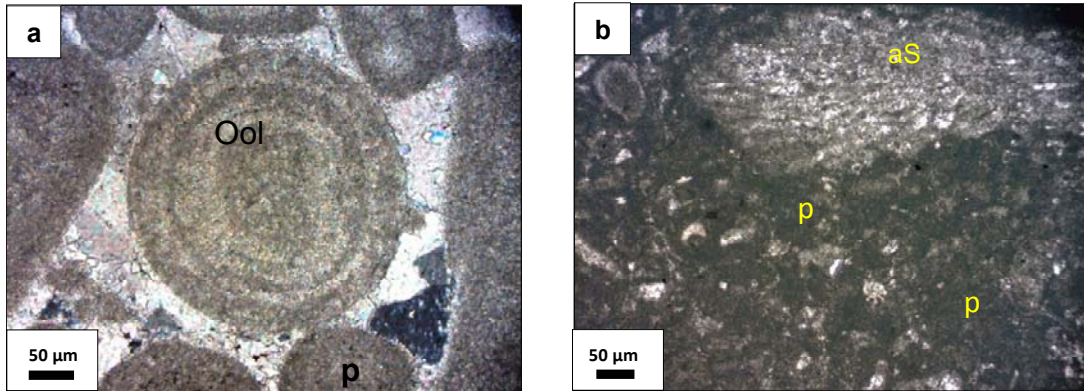


FIGURA 34: Fotomicrografias **(a)** e **(b)** do *GSTBioPel* do P2 exibindo oolito (Ool), pelóides (p) e fragmento de alga vermelha solenoporácea (aS). Luz polarizada em **(a)** e luz natural em **(b)**. Profundidades 1.639,95 m **(a)** e 1640,20 m **(b)**.

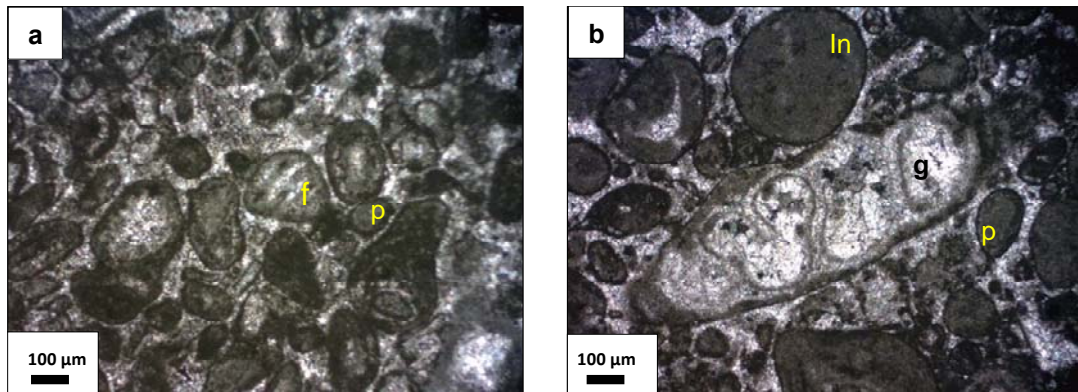


FIGURA 35: Fotomicrografias **(a)** e **(b)** do *GSTBioPel* do P2, apresentando foraminífero (f) do gênero *Trocholina*, intraclastos (In), gastrópodo (g) e pelóides (p). Luz natural, profundidades de 1.640,70 m **(a)** e 1643,90 m **(b)**.

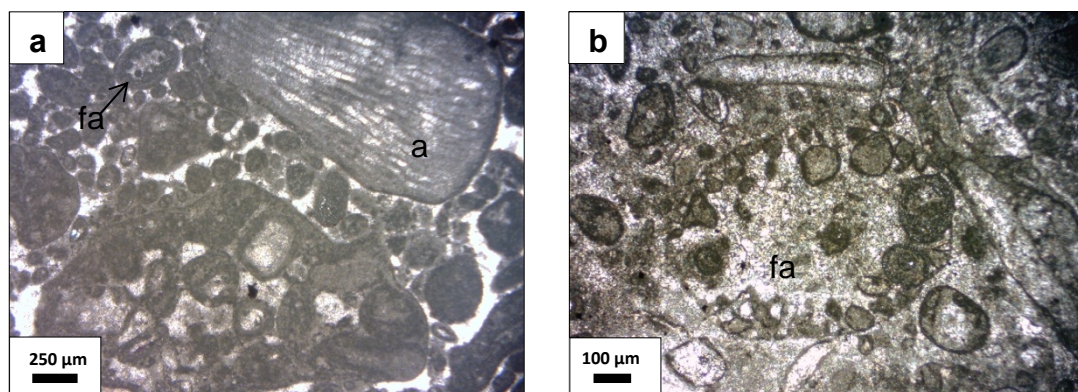


FIGURA 36: Fotomicrografias **(a)** e **(b)** do *GSTBioPel* do P2 de *Grainstone* bioclástico com alga vermelha solenoporácea (aS), foraminífero aglutinante (fa). Luz natural, profundidade 1.644,40 m.

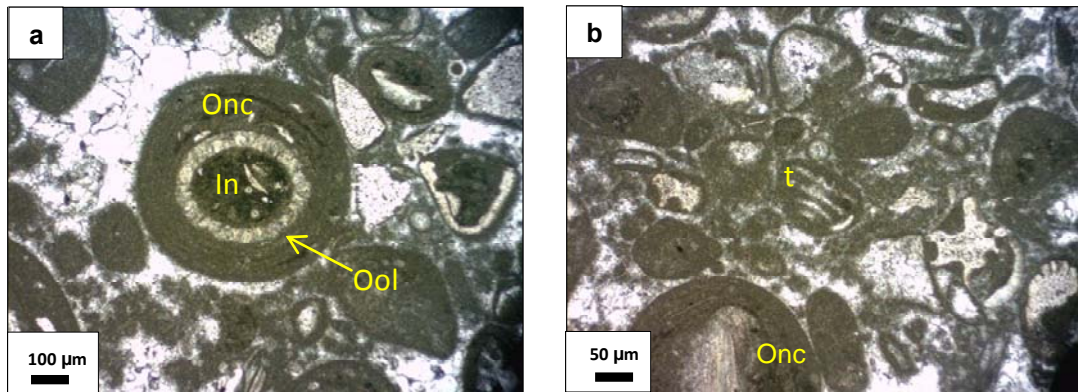


FIGURA 37: Fotomicrografias de *RudOncBioPel* do P3. Em (a) um grão composto por intraclasto em seu núcleo (In), envolto por uma camada oolítica (Ool), e crescimento oncolítico (Onc) externamente. Em (b) foraminífero do gênero *Trocholina* e oncolito (Onc). Luz natural, profundidade 1648,00m.

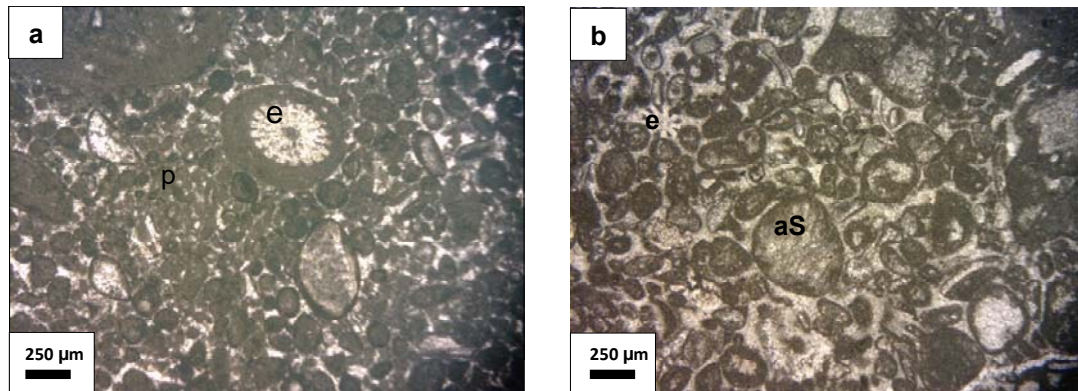


FIGURA 38: Fotomicrografias (a) e (b) de *GSTPelBio* do P3, com equinóides (e), pelóides (p), alga vermelha solenoporácea (aS). Profundidades 1.649,00 m (a) e 1678,70 m (b), luz natural.

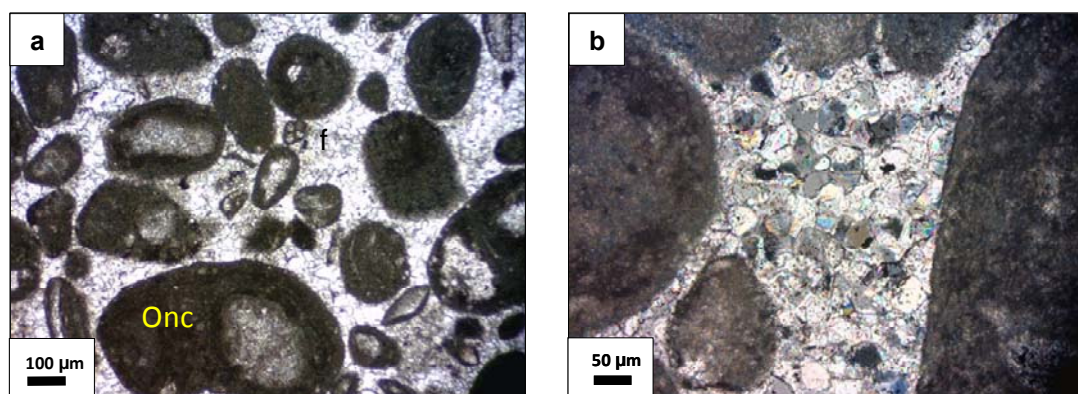


FIGURA 39: Fotomicrografias de *GSTPelOncBio* do P3. Em (a) oncolito composto (Onc), foraminífero (f), profundidade 1679,00, luz natural. Em (b), detalhe de cimento calcítico em mosaico blocoso, profundidade 1.678,70 m, luz natural.

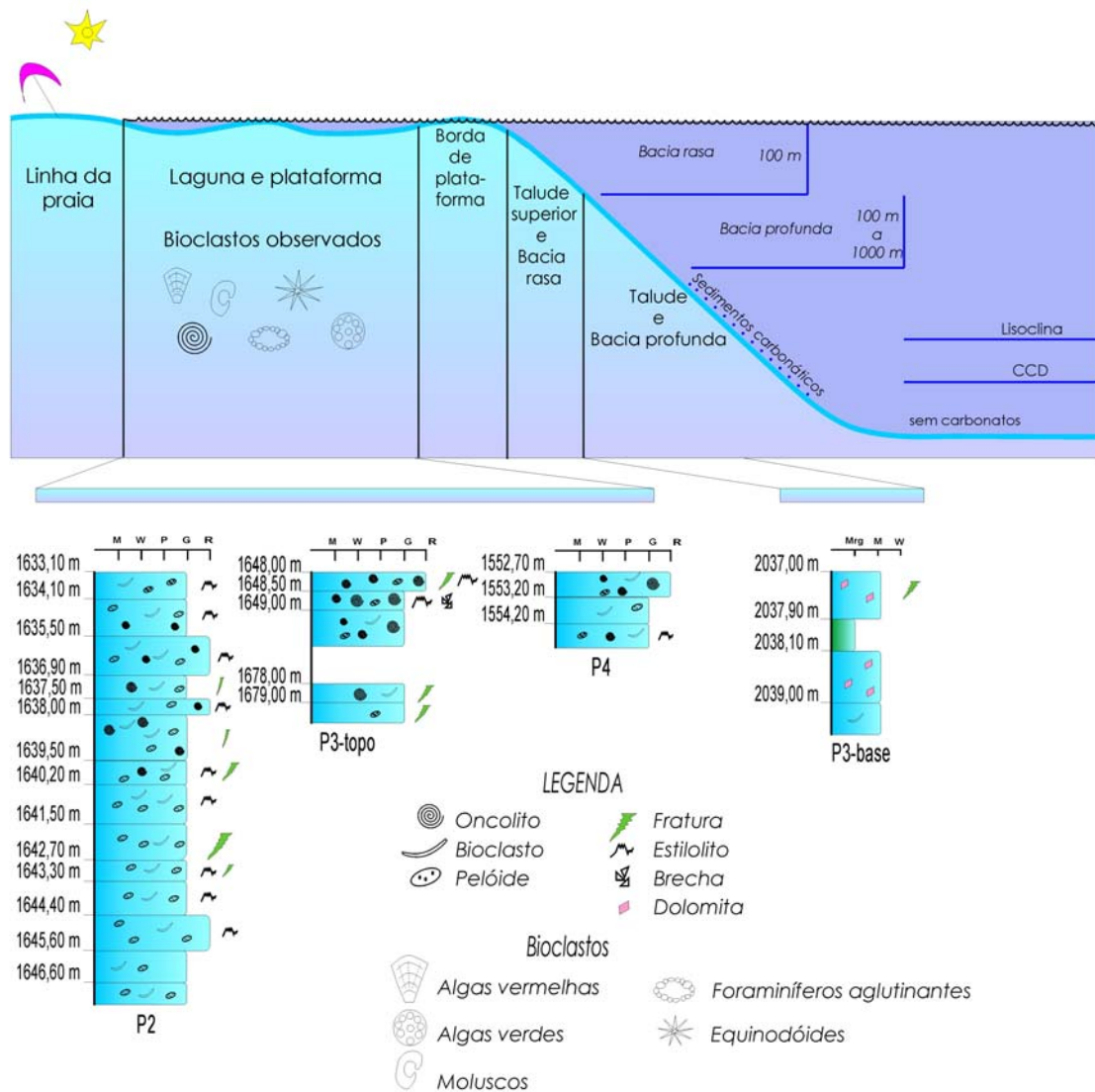


FIGURA 40: Ambientes deposicionais e os perfis litológicos com a associação dos bioelementos diagnósticos. Adaptado de James (1984).

6.1.1.2 Feições e processos diagenéticos

Logo após a deposição dos grãos e a formação do cimento na diagênese próxima à superfície, inicia-se nos sedimentos carbonáticos, uma sequência de alterações sob os efeitos da percolação da água dos poros, da temperatura, da pressão dos sedimentos sotopostos e de eventos tectônicos. Segundo Esteban e Taberner (2006), a provável sequência de estágios de alteração pelos quais passam as rochas carbonáticas-reservatórios são inicialmente o aumento da compactação e da dissolução por pressão; descontinuidades menores entre os vários estágios de cimentação e o aumento da temperatura com o soterramento. Como uma segunda fase ocorreriam as alterações de forma localizada, por hidrotermalismo ou alterações termobáricas, com a entrada repentina de fluidos com temperatura mais elevada e fluidos percolantes por fraturas, com brechação hidráulica associada. Nesse ponto cessaria a dissolução por pressão, mas os estilólitos seriam reabertos. Numa terceira fase aconteceria a corrosão das texturas anteriores, como resultados do fluxo local de CO_2 derivados da maturação da matéria orgânica associado ao fraturamento hidráulico e da mistura de fluidos e ou resfriamento dos fluidos. Nessa fase podem ser encontrados alguns minerais diagnósticos como quartzo, dickita, fluorita, feldspatos, sulfetos e celestita.

Todas essas alterações, em conjunto, podem ser denominadas de eventos modificadores pós-litificação. Esse capítulo descreverá as modificações pós-deposicionais observadas nos testemunhos dos poços estudados: estilólitos, dolomitização e fraturas.

6.1.1.2.1 Estilólitos

Os estilólitos são feições que ocorrem comumente em rochas monominerálicas e são frequentes em rochas carbonáticas, em condições de soterramento como resultado da dissolução química por pressão. Em visão planar (duas dimensões), apresentam-se como linhas irregulares paralelas ao acamamento, quando originadas por pressão de soterramento (FIGURA 41a), ou

linhas verticais ao acamamento quando originadas por esforços tectônicos. É frequente a presença de material insolúvel marcando as duas superfícies dos estilolitos, originado pela dissolução do material acima e abaixo, com a consequente concentração de argilas e matéria orgânica em sua superfície (FIGURA 41c). Os estilolitos formados por condições de pressão litostáticas, paralelos ao acamamento, podem tornar-se importantes barreiras de permeabilidade vertical, devido ao acúmulo de minerais insolúveis em seus planos (argilas e outros). Por outro lado, aumentam a permeabilidade horizontal, podendo tornar-se caminhos preferenciais para a percolação de fluidos (NELSON, 1981). Para Andrews e Railsback (1997), a heterogeneidade dos litotipos controla o desenvolvimento dos estilolitos e espera-se que formas mais serrilhadas ocorram em *grainstones* e *packstones*, e estilolitos menos serrilhados em *mudstones*.

As amostras analisadas apresentam estilolitos paralelos ao acamamento, serrilhados, indo desde baixa amplitude (menor que 5 mm) no P2 até alta amplitude nos *grainstones* dolomitizados do P3 (FIGURA 41). Estão preenchidos em alguns locais por material insolúvel (argilomineral?), quartzo e piritas. A TABELA 4 apresenta as amostras com estilolitos e suas características.

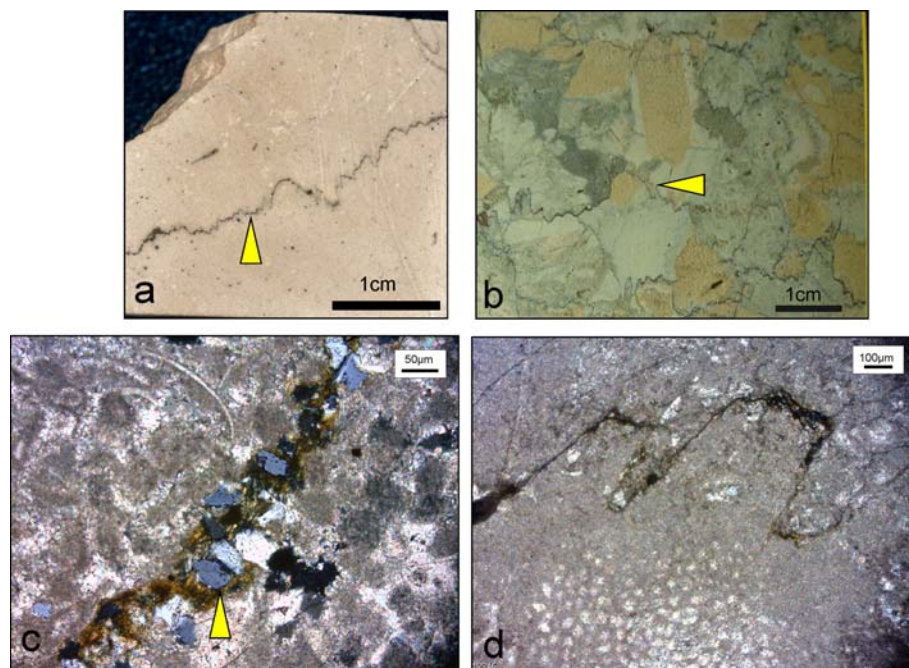


FIGURA 41: Fotografias dos estilolitos. **(a)** estilolito serrilhado de baixa amplitude da amostra P2.A; **(b)** estilolitos de alta amplitude da amostra P3.G; **(c)** fotomicrografia em luz natural da amostra P2.A apresentando concentração de argilas (cor marrom) e quartzo no plano de sutura (seta amarela) e **(d)** forma colunar do estilolito da amostra P2.H.

TABELA 4: Presença e forma dos estilolitos nos testemunhos.

| Nº Amostra | Amostra | Profundidade (m) | Descrição | Estilolito | Forma | Amplitude | Minerais |
|--------------|---------|------------------|-------------------------------|------------|------------|-----------|---------------------------|
| 162 A | P4.A | 1.552,70 | <i>RudOncBioPel</i> | Ausente | | | |
| 162 B | P4.B | 1.553,20 | <i>GSTPelOncBio</i> | Ausente | | | |
| 162 C | P4.C | 1.554,20 | <i>GSTPelOncBio</i> | Sim | Serrilhada | Baixa | Argilomineral (?) |
| 167 A | P2.A | 1.633,10 | <i>GSTPelOncBio</i> | Sim | Serrilhada | Baixa | Argilomineral, quartzo |
| 167 B | P2.B | 1.634,10 | <i>GSTPelOncBio</i> | Sim | Serrilhada | Baixa | Argilomineral (?) |
| 167 C | P2.C | 1.635,50 | <i>RudOncBioPel</i> | Sim | Serrilhada | Baixa | Argilomineral (?) |
| 167 D | P2.D | 1.636,90 | <i>GSTPelBio</i> | Ausente | | | |
| 167 E | P2.E | 1.637,50 | <i>RudOncBioPel</i> | Sim | Serrilhada | Baixa | Argilomineral (?) |
| 167 F | P2.F | 1.638,00 | <i>GSTPelBio</i> | Ausente | | | |
| 167 G1 | P2.G1 | 1.639,50 | <i>GSTPelBio</i> | Sim | Serrilhada | Baixa | Argilomineral (?) |
| 167 G2 | P2.G2 | 1.639,50 | <i>GSTPelBio</i> | | | | |
| 167 H | P2.H | 1.640,20 | <i>GSTPelBio</i> | Sim | Colunar | Baixa | Argilomineral (?) |
| 167 I1 | P2.I1 | 1.641,50 | <i>GSTPelBio</i> | Ausente | | | |
| 167 I2 | P2.I2 | 1.641,50 | <i>GSTPelBio</i> | Ausente | | | |
| 167 J1 | P2.J1 | 1.642,70 | <i>GSTPelBio</i> | Ausente | | | |
| 167 J2 | P2.J2 | 1.642,70 | <i>GSTPelBio</i> | Sim | Serrilhada | Baixa | Argilomineral (?) |
| 167 K | P2.K | 1.643,30 | <i>GSTPelBio</i> | Sim | Serrilhada | Baixa | Argilomineral(?), piritas |
| 167 L | P2.L | 1.644,40 | <i>RudOncBioPel</i> | Sim | Serrilhada | Baixa | |
| 167 M | P2.M | 1.645,60 | <i>GSTPelBio</i> | Ausente | | | |
| 167 N | P2.N | 1.646,60 | <i>GSTBioPel</i> | Ausente | | | |
| 165 K | P3.K | 1.648,00 | <i>RudOncBioPel</i> | Sim | Serrilhada | Baixa | |
| 165 L clasto | P3.Lc | 1.648,50 | <i>GSTPelBio brecha</i> | Sim | Serrilhada | Baixa | |
| 165 L matriz | P3.Lm | 1.648,50 | <i>GSTPelBio brecha</i> | Ausente | | | |
| 165 M | P3.M | 1.649,00 | <i>GSTPelBio</i> | Sim | Serrilhada | Baixa | Argilomineral (?) |
| 165 I | P3.I | 1.678,00 | <i>GSTPelOncBio</i> | Ausente | | | |
| 165 J1 | P3.J1 | 1.679,00 | <i>GSTPelOncBio</i> | Ausente | | | |
| 165 J2 | P3.J2 | 1.679,00 | <i>GSTPelOncBio</i> | Ausente | | | |
| 165 H | P3.H | 1.882,20 | <i>GSTPelBio dolomitizado</i> | Ausente | | | |
| 165 E | P3.E | 1.885,00 | <i>GSTPelBio dolomitizado</i> | Sim | Serrilhada | Baixa | |
| 165 F | P3.F | 1.885,50 | <i>GSTPelBio dolomitizado</i> | Sim | Serrilhada | Alta | |
| 165 G Cinza | P3.G | 1.886,70 | <i>GSTPelBio dolomitizado</i> | Sim | Serrilhada | Alta | |
| 165 A | P3.A | 2.037,00 | <i>MudBio</i> | Ausente | | | |
| 165 B | P3.B | 2.037,90 | <i>Mrg</i> | Ausente | | | |
| 165 C | P3.C | 2.038,10 | <i>MudBio</i> | Ausente | | | |
| 165 D | P3.D | 2.039,00 | <i>MudBio</i> | Ausente | | | |

Os estilolitos nas amostras analisadas apresentam características distintas. No topo da Formação Ponta do Mel, (P2, P4 e P3 amostras superiores), são estilolitos serrilhados de baixa amplitude, com argila e quartzo como material insolúvel. A dissolução fica evidente em alguns locais pela diminuição dos grãos oncolíticos nas amostras de *RudOncBioPel*. No intervalo dolomitizado, os estilolitos caracterizam-se por terem amplitude mais alta, 2 cm ou mais, frequência de ocorrência maior e com cruzamentos. Alguns parecem verticalizados, o que sugeriria gênese tectônica compressiva localmente, porém o tamanho da amostra não permite esta afirmação. Nas amostras da base da Formação Ponta do Mel, constituídas por *Mudbio*/Marga, não ocorrem estilolitos.

6.1.1.2.2 Dolomitização

As dolomitas compreendem um grupo de minerais carbonáticos com teores de magnésio e cálcio similares, mas não idênticos. Tal como a família dos feldspatos, as dolomitas exibem variações não apenas na composição química, mas também em pequenas alterações nos arranjos atômicos. As dolomitas estequiométricas, ou seja, com proporções iguais de magnésio e cálcio $[\text{CaMg}(\text{CO}_3)]$, são raras e as composições podem variar de $\text{Ca}_{1,16}\text{Mg}_{0,94}(\text{CO}_3)$ até $\text{Ca}_{0,94}\text{Mg}_{1,16}(\text{CO}_3)$, englobando o espectro das dolomitas calcíticas até as dolomitas magnesianas (WARREN, 2000).

A dolomitização atualmente é considerada um processo que engloba sucessivos eventos de resposta às alterações composicionais dos fluidos dos poros e que produzem uma série de fases de cimentação, substituição e recristalização (WARREN, 2000). Existem vários modelos de dolomitização para explicar a quantidade de dolomitas presentes em rochas arqueanas até cretáceas e podem ser agrupados em três categorias:

- a) Modelos evaporativos e por refluxo, onde o primeiro pressupõe um ambiente deposicional de águas hipersalinas com as dolomitas sendo precipitadas sindeposicionalmente em lagos de águas supersaturadas em sal (sabhkas); o segundo, por refluxo de águas salinas (*seepage reflux*), admite que, pela densidade superior das águas hipersalinas, elas percolariam para os estratos inferiores, provocando a dolomitização;
- b) Modelo de mistura de águas, onde a formação da dolomita ocorreria em função da mistura de águas meteóricas com a água salina dos poros da rocha carbonática, fenômeno que, apesar de diminuir a razão Mg/Ca, faria com diminuísse a força iônica da água, eliminando o obstáculo cinético para a formação da dolomita (FOLK e LAND, 1975). No modelo de águas marinhas (*seawater model*) a circulação das águas poderia dar-se de várias maneiras, tais como: convecção termal, modelo de Kohout, ou combinação de convecção termal e refluxo por infiltração (*seepage reflux*). As dolomitas encontradas em sedimentos pelágicos, por sua vez, podem ser atribuídas a um modelo organogênico onde a ação das bactérias sulfatoredutoras e metanogênicas retirariam da água

o ânion sulfato (SO_4^{-2}) o qual é um obstáculo cinético à precipitação da dolomita, permitindo assim sua ocorrência. Pressupõe a presença de matéria orgânica e água do mar (COMPTON, 1988).

- c) Modelos de dolomitização em profundidade (subsuperfície): segundo Choquette e Pray (1970) as condições de soterramento médio a profundo podem satisfazer a condição cinética requerida para a formação da dolomita, uma vez que com o aumento da temperatura diminui a proporção de Mg^{2+} hidratado. Quatro modelos de dolomitização em profundidade existem: fluxo através dos fluidos gerados pela compactação dos sedimentos e liberação da água, fluxo através de altos topográficos, fluxo através de tectonismo por expulsão de fluidos nas zonas de compressão e fluxo por convecção termal. Este último modelo é bastante utilizado para explicar a ocorrência de dolomitas em grandes extensões, sendo que o fluxo de calor origina-se a partir do gradiente geotérmico ou do calor gerado por intrusões magmáticas, fonte de calor para o início da convecção termal de fluidos.

Nas amostras dos testemunhos estudados, o intervalo que apresenta dolomitização foi encontrado no P3, entre as profundidades de 1.882,20 e 1.887,25 m. A alteração foi heterogênea, podendo ser observadas amostras com dolomitização alta e que oblitera a textura original da rocha e um intervalo onde a dolomitização ocorreu de forma parcial. Na descrição macroscópica estas amostras apresentam coloração cinza claro, cinza escuro, creme claro e porções em tons de rosa claro a escuro, formando manchas de formato aproximadamente elipsoidal, bordas irregulares, por vezes marcada por bordas brancas. Os estilólitos presentes tornam mais evidente os contatos entre as duas colorações, fornecendo à rocha um aspecto brechado (FIGURA 42c). Poros vulgares, de formato arredondado a alongado ocorrem em quase todo o intervalo analisado. Fraturas submilimétricas e subverticais estão presentes e preenchidas por calcita.

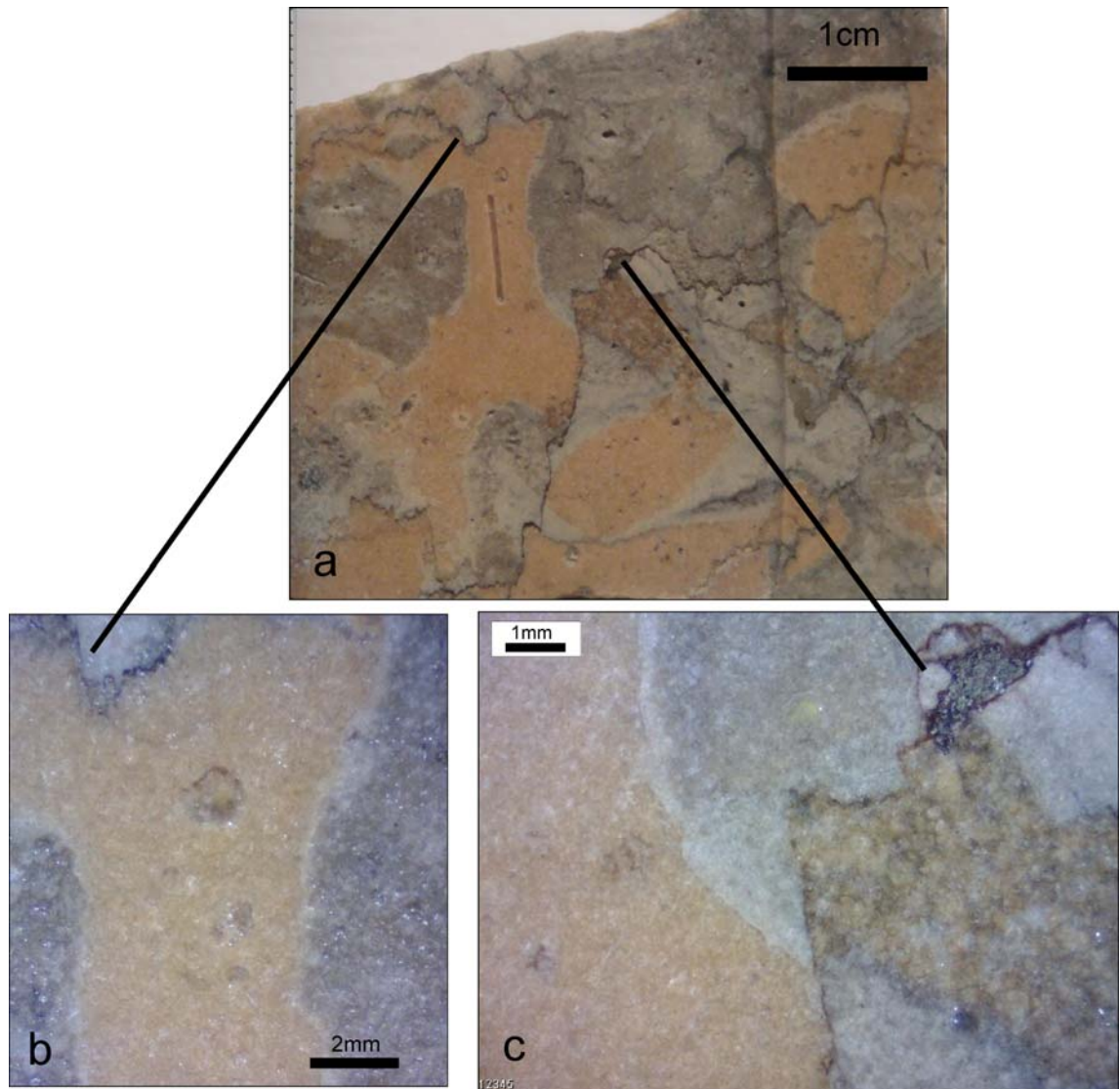


FIGURA 42: Fotografia da amostra do P3.G, profundidade 1886,70m. As fotomicrografias **(a)** e **(b)** apresentam detalhes dos contatos das porções rosa e cinza. A amostra apresenta estilólito com amplitude de 2cm e aspecto brechado.

A classificação das dolomitas pelos seus atributos petrográficos permite a distinção entre as dolomitas sindeposicionais, eo-diagenéticas e tardi-diagenéticas. As dolomitas diagenéticas possuem características que foram listadas na TABELA 5, a partir de classificações de Füchtbauer e Goldschmidt (1965) e Füchtbauer e Richter (1988) citados por Zorlu (2007), Sibley e Gregg (1987), Randazzo e Zachos (1983) e Whright (2001, citado por MACHEL, 2004).

TABELA 5: Critérios petrográficos para classificação da gênese da dolomitização.

| TAMANHO DOS CRISTAIS | AUTOR |
|--|-------|
| > 2µm = afanítica | (1) |
| > 2 e < 16µm: microcristalino | (1) |
| < 50µm: a maioria dos cristais finos , não-planar (anédrico) | (1) |
| Unimodal : o tamanho dos grãos ocorre em uma classe de variação | (2) |
| Polimodal : o tamanho dos grãos ocorre em duas ou mais classes de variações | (2) |
| TEXTURA DOS CRISTAIS | |
| Não planar ou anédrico . Contato entre os grãos de forma irregular, sem faces planas | (2) |
| Planar-e : a maioria dos cristais são facetados, euédricos, em formato romboédrico, normalmente com matriz envolvendo os cristais | (2) |
| Planar-s : o contato entre os grãos é principalmente por faces retas e junções planares. Pouca matriz envolvendo os grãos. | (2) |
| Planar-s a não-planar (Planar-t) : transição entre as duas texturas | (4) |
| TEXTURA DA ROCHA | |
| Textura da dolomitização : parcialmente dolomitizado, mosaico, porfiroítica, poiquilotópica | (3) |
| Distribuição dos cristais : empacotamento apertado, empacotamento frouxo, cristais em laminações, cristais isolados ou flutuando | (3) |
| PRESERVAÇÃO DOS FÓSSEIS | |
| Conchas dos fósseis bem preservadas com os cristais de dolomita substituindo de forma precisa a estrutura dos fósseis. | (2) |
| Grãos aloquímicos não substituídos | (1) |
| Conchas e esqueletos reconhecidos apenas como sombras ou fantasmas (<i>ghosts</i>) | (2) |
| Grãos aloquímicos com os moldes preservados | (1) |
| Grãos aloquímicos totalmente substituídos . Miméticos ou não-miméticos. | (1) |
| Matriz não substituída | (1) |
| Matriz parcialmente substituída | (1) |
| Matriz totalmente substituída | (1) |
| Preenchimento de poros: não substituídos | (1) |
| Preenchimento de poros: parcialmente substituídos | (1) |
| Preenchimento de poros: totalmente substituídos , miméticos ou não-miméticos | |
| CONTEÚDO FOSSILÍFERO | |
| Sem fósseis ou com fósseis característicos de ambiente restrito (oncolitos, algas dasicladáceas, ostracodes), planícies de maré-evaporítico. | (2) |
| Fósseis de ambiente marinho normal | (2) |
| Boa preservação das estruturas , por refluxo por infiltração, bombeamento evaporítico | (2) |
| Crescimento de cristais de forma pervasiva , destruindo estruturas, formado por compactação, fluidos por infiltração, hidrotermais ou telogenéticos | (2) |
| (1) Füchtbauer e Goldschmidt (1965) e Füchtbauer e Richter (1988) citados por Zorlu (2007) | |
| (2) Sibley e Gregg (1987) | |
| (3) Randazzo e Zachos (1983) | |
| (4) Wright (2001, citado por MACHEL, 2004) | |

Na análise petrográfica das amostras do testemunho, a seção dolomitizada foi caracterizada e organizada na TABELA 6.

TABELA 6: Descrição petrográfica das dolomititas do P3.

| Amostra | Profund. (m) | Tamanho dos cristais | | | Variação de tamanho | | | Textura | Rocha precursora/ grãos identificados | Presença de vugs | Estilolito |
|---------|-----------------|----------------------|-----------------------------|-------------------|---------------------|----------|----------|----------|--|---------------------------------------|------------|
| | | Fino <10µm | Médio: >10µm e <100µm | Grosso: >100µm | | Planar-e | Planar-s | Planar-t | | | |
| P3.H | 1882,20 | | 50 a 80 | 100 a 250 | Polimodal | x | x | x | GST/Pel Pelóides | Sim, bordas com dolomititas euédricas | Ausente |
| P3.H | 1882,20 | | | 100 a 250 | Polimodal | x | x | x | GST/Pel Pelóides | Sim, bordas com dolomititas euédricas | Ausente |
| P3.E | 1885,00 | | 50 a 120 | 100 a 200 | Polimodal | x | x | x | GST/PelOnc Pelóides, Oncólitos | Sim, bordas com dolomititas euédricas | Sim |
| P3.E | 1885,37 | | | 100 a 200 | Unimodal | | x | x | não identificada | Ausente | Sim |
| P3.F | 1885,70 | | | 100 a 150 | Unimodal | x | x | x | não identificada | Sim, bordas com dolomititas euédricas | Sim |
| P3.F | 1885,80 | | 50 a 250 | | Unimodal | | x | x | não identificada | Ausente | Sim |
| P3.F | 1886,23 | | 50 a 120 | 100 a 200 | Polimodal | x | x | x | GST/Pel Pelóides | Sim, bordas com dolomititas euédricas | Sim |
| P3.G | 1886,85 | | 10 a 50 e 40 a 120 | | Polimodal | | x | x | GST/PelBio Gastrópodo | Sim | Sim |
| P3.G | 1887,25 | | 10 a 120 | 100 a 220 | Polimodal | x | x | x | GST/Bio Alga verde | Sim, bordas com dolomititas euédricas | Sim |

A partir das observações petrográficas, as dolomititas foram agrupadas em 3 tipos.

a) Dolomititas médias planar-s com inclusões

São cristais subédricos a anédricos com contatos planares e aspecto escuro nos núcleos devido a presença de inclusões dos grãos precursores. Não apresentam extinção ondulante. Sombras de pelóides e de bioclastos são visíveis com frequência (FIGURA 43.b, 46.b). Não apresentam sinais de compactação. O tamanho dos cristais varia de 10 a 120-150µm. O carbonato precursor pode ter sido o *GSTPelOncBio*. Ocorrem em quase todo o perfil dolomitizado. Evidências macro e microscópicas sugerem que essa dolomitização ocorreu anteriormente à compactação química. Classificam-se segundo Sibley e Gregg (1987) como planar-s (FIGURA 45). A forma como essa textura se apresenta permite inferir que a dolomitização ocorreu a partir da matriz ou do cimento e avançou para dentro do grão aloquímico. Como a rocha está completamente dolomitizada (apenas uma

exceção foi observada entre as amostras analisadas, amostra bandada na FIGURA 48.a), mesmo que o processo tenha iniciado pelo cimento ou matriz, ele foi eficiente o suficiente para atingir o centro dos grãos, inclusive os maiores. Localmente a substituição foi mimética, deixando as sombras do antigo bioclasto ou pelóide visíveis, através de inclusões de material escuro (FIGURA 50.a).

b) Dolomitas médias-grossas planar-e límpidas

São dolomitas grossas, normalmente associadas aos *vugs*. Tem ocorrência menos abundante com relação às dolomitas planar-s. Exibem cristais com duas fases de crescimento, apresentam textura euédrica e o tamanho dos cristais varia de 100 a 250µm (FIGURAS 43, 44, 46, 47, 49, 50). Os cristais exibem duas formas, uma com núcleos escuros e crescimento com bordas límpidas formando faces planas e crescimento para o interior dos poros. A outra forma apresenta-se como cristais euédricos límpidos, sem núcleo interno visível ao microscópio. Essa textura destrói completamente o carbonato precursor e apresenta porosidade intercrystalina (FIGURA 44). O preenchimento de calcita nos poros onde esta textura se encontra indica que um fluido calcítico foi posterior ao crescimento das dolomitas. Observa-se em alguns intervalos a agressão da calcita nas bordas do cristal da dolomita (FIGURA 49.a). A FIGURA 43.b representa a dolomitização do carbonato precursor com o núcleo escuro e crescimento de cimento dolomítico límpido para o interior do *vug*.

As duas texturas descritas acima encontram-se próximas, o que classifica a textura, segundo Sibley e Gregg (1987) em polimodal e segundo Wright (2001, citado por MACHEL, 2004) seria planar-s a não-planar, onde as duas texturas ocorrem lado a lado, como é o caso das amostras analisadas.

c) Cimento dolomítico

Através da análise por catodoluminescência (CL) pode ser evidenciado o crescimento de cimento dolomítico após a fase de dolomitização das texturas descritas acima (FIGURAS 51 e 52). Pela CL o crescimento deu-se em diversas fases de alteração do fluido percolante e teve tendência de tornar-se mais rico em ferro evidenciado pela luminescência cada vez mais fraca em direção às bordas do cristal para dentro dos *vugs*.

A luminescência da dolomita é normalmente atribuída à presença de Mn^{2+} como ativador e Fe^{2+} como inibidor. A gradação da luminescência é dada pela razão entre o ativador e o inibidor.

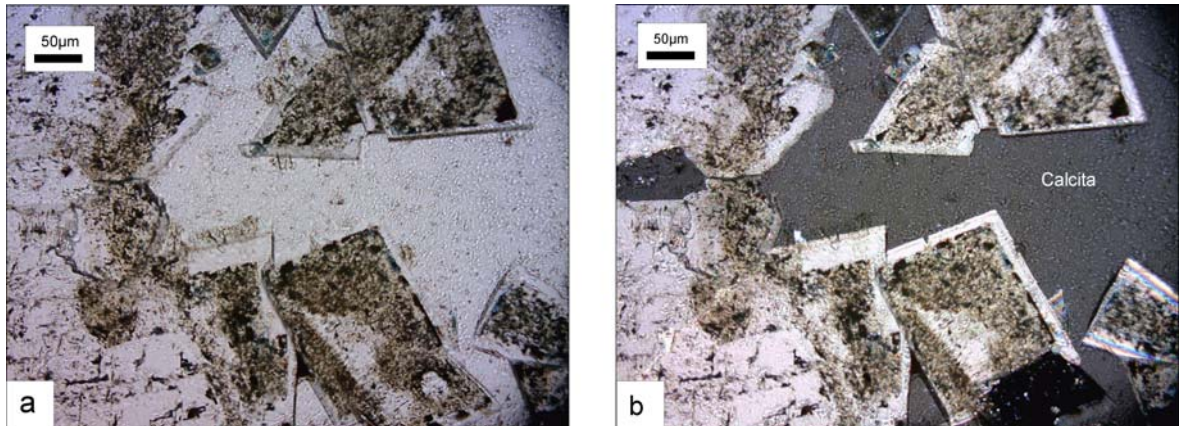


FIGURA 43: Fotomicrografias de dolomitas euédricas com crescimento para o interior do *vug*, o qual foi preenchido por calcita. Poço P3, profundidade 1882,20 m. Luz natural em **(a)** e luz polarizada em **(b)**.

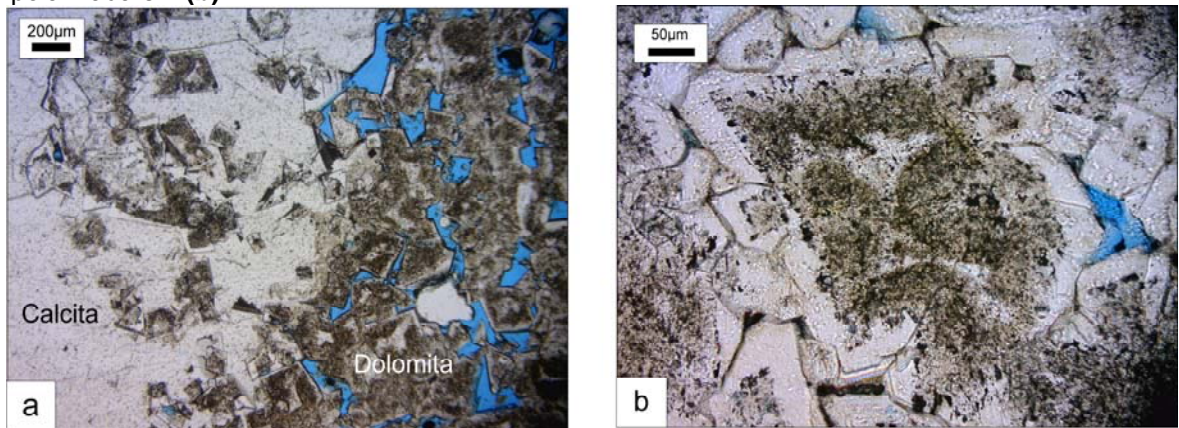


FIGURA 44: Fotomicrografias. **(a)** *vug* preenchido parcialmente por calcita e porosidade intercristalina (azul); **(b)** a dolomitização deixa visível a sombra dos pelóides. Porosidade intercristalina em azul. Poço 3, profundidade 1882,20m, luz natural.

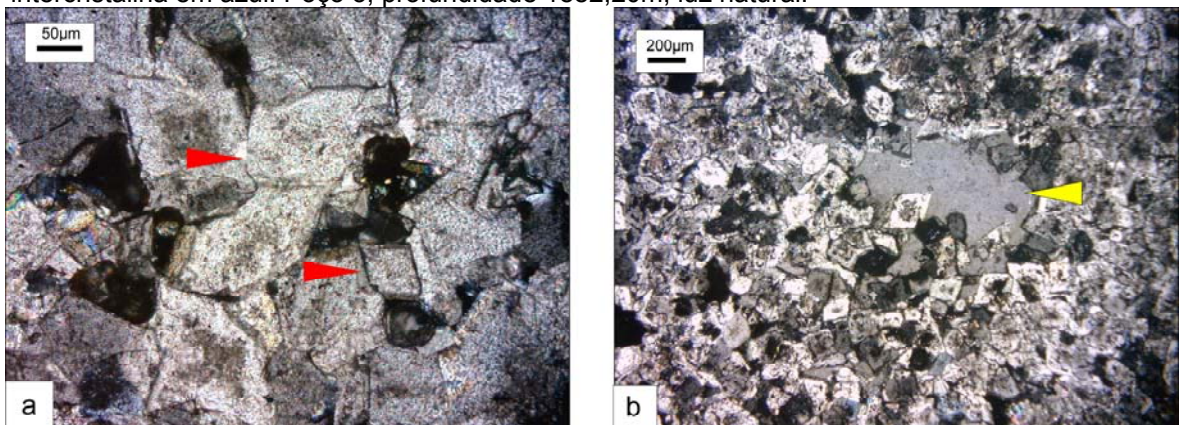


FIGURA 45: Fotomicrografias. **(a)** dolomitas com textura planar-s com contatos planares entre os cristais (setas vermelhas), poço P3, profundidade 1885,70m, luz natural; **(b)** *vug* com 1mm de diâmetro, preenchido por calcita (seta amarela) e cristais de dolomita euédrica crescendo para o seu interior. Poço P3, profundidade 1885,00m, luz polarizada.

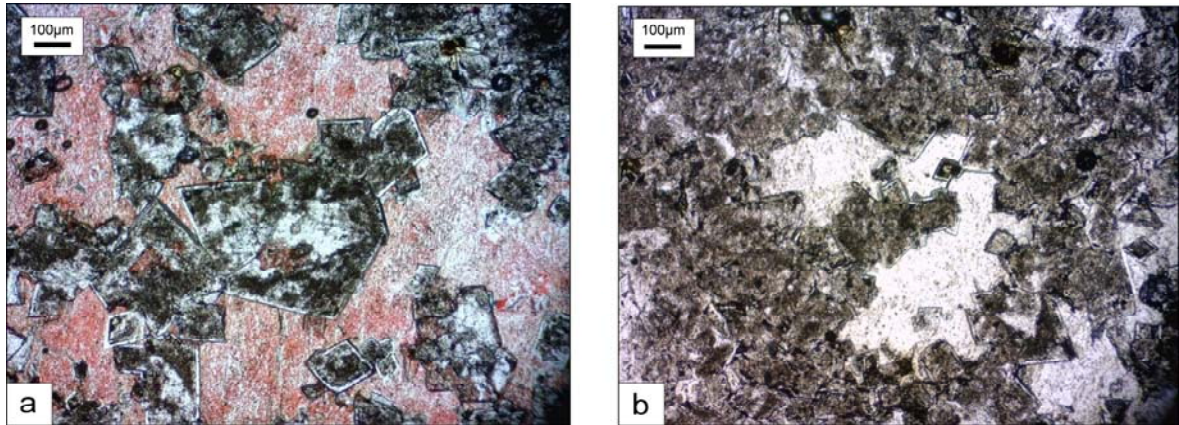


FIGURA 46: Fotomicrografias. **(a)** *vug* preenchido por calcita tingida de vermelho por Alizarina-S e dolomitas euédricas; **(b)** *vug* preenchido por calcita e cristais de dolomita com bordas de crescimento límpidas para o interior do *vug*. Poço P3, profundidade 1887,25m, luz natural.

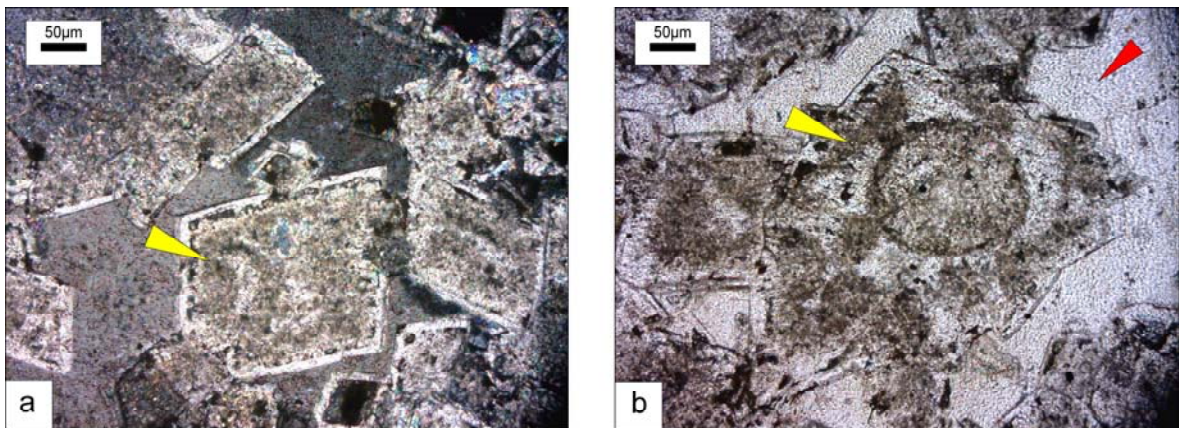


FIGURA 47: Fotomicrografias. **(a)** *vug* preenchido por calcita e cristais de dolomita com núcleo escuro apresentando a sombra dos grãos da rocha precursora (seta amarela) e bordas de crescimento límpidas; **(b)** possível grão de alga verde (seta amarela) dolomitizado. A seta vermelha indica cimento calcítico preenchendo *vug*. Poço P3, profundidade 1887,25m, luz natural.

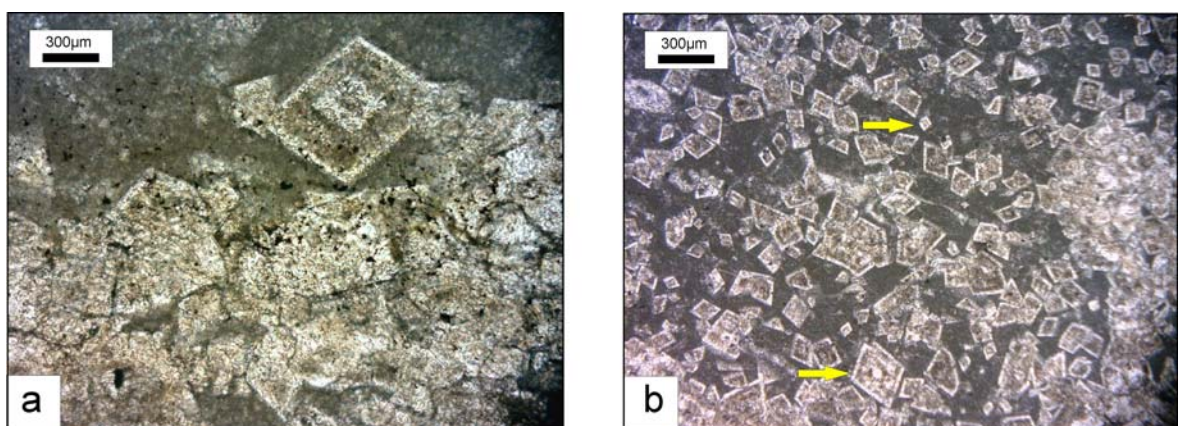


FIGURA 48: Fotomicrografias. **(a)** parte inferior da imagem apresenta dolomitização com cristais subédricos/euédricos e a parte superior micrítica não está dolomitizada; **(b)** textura planar-e com cristais variando de 50 a 250µm (setas amarelas), núcleos escuros e bordas de crescimento límpidas. A parte escura entre os cristais é micrítica não dolomitizada. Poço P3, profundidade 1885,80m, luz natural.

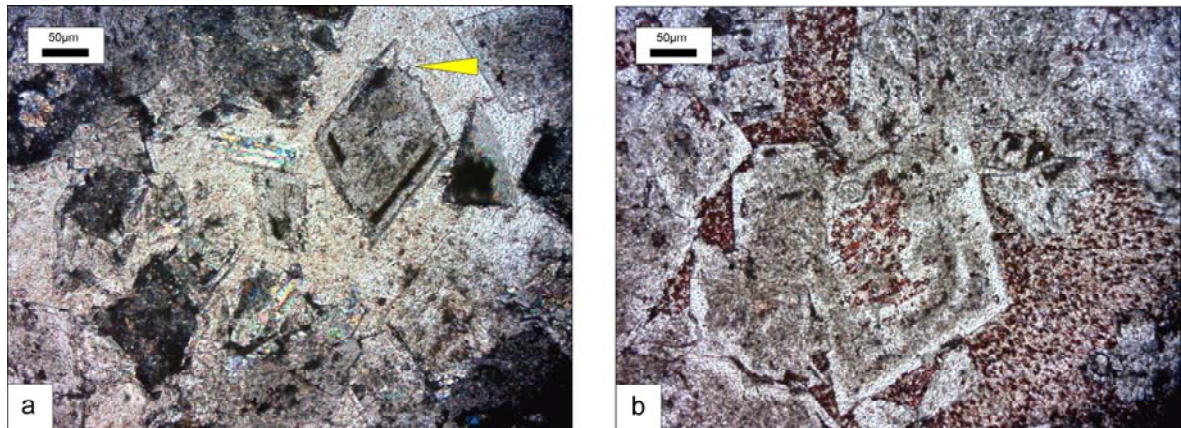


FIGURA 49: Fotomicrografias do P3, profundidade 1886,85. **(a)** cristal de dolomita com borda dissolvida (seta amarela) pelo ataque do cimento calcítico no *vug*, luz polarizada; **(b)** cristal de dolomita com fases de crescimento marcada pela cor escura e borda límpida, cimento calcítico (tingido por Alizarina-S), luz natural.

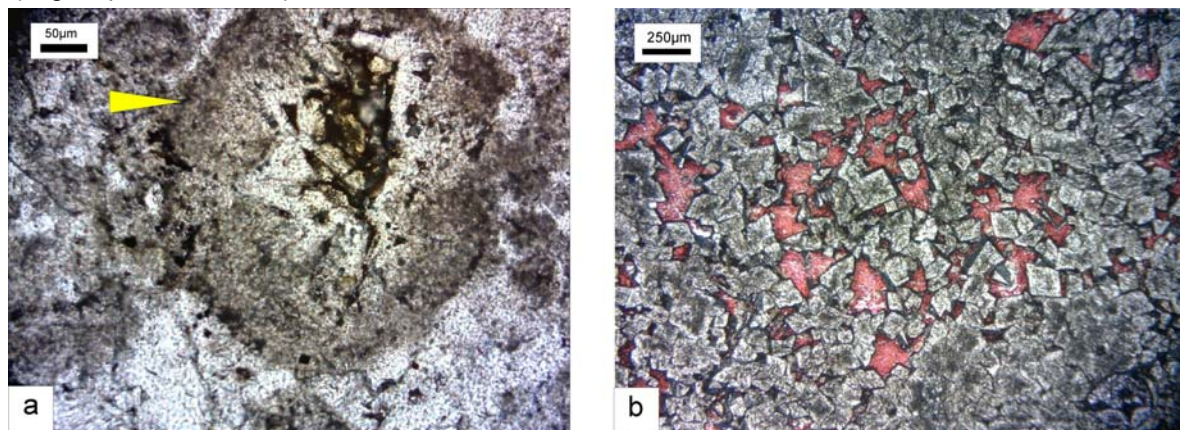


FIGURA 50: Fotomicrografias do P3. **(a)** sombra de foraminífero aglutinante/oncolito (?) dolomitizado (seta amarela), com cristais crescendo para o interior do grão, profundidade 1887,25m, luz natural; **(b)** textura planar-e em *vug* preenchido por calcita (tingida de vermelho por Alizarina-S), profundidade 1885,70m, luz natural.

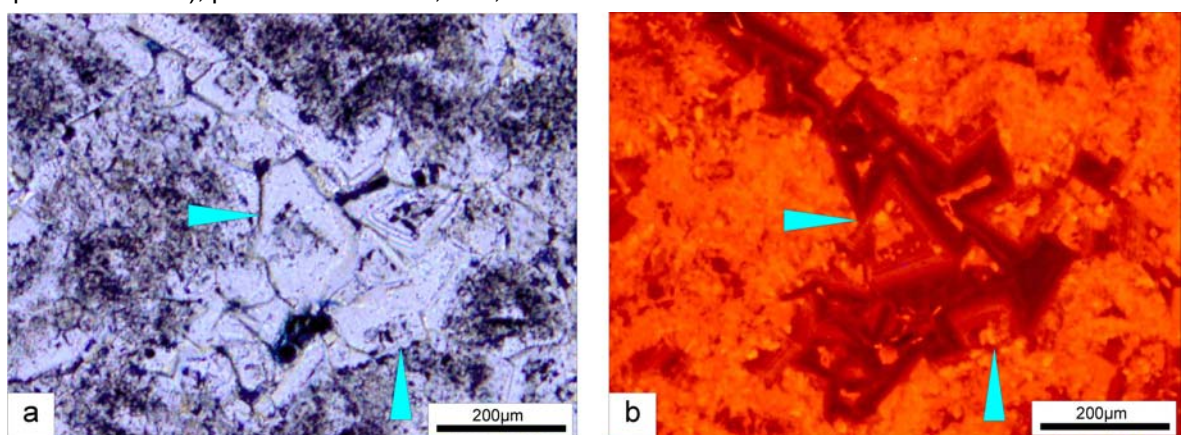


FIGURA 51: Fotomicrografias do P3, profundidade 1882,20m. Imagens do mesmo local em luz natural **(a)** e catodoluminescência **(b)**. As setas azuis indicam a mesma posição nas duas imagens. A cor alaranjada em CL representa a dolomita de substituição da calcita deposicional. As sombras dos grãos aloquímicos na imagem em luz natural não aparecem na imagem em CL. As dolomititas que cresceram para o interior do *vug* apresentam zoneamento em cores mais escuras e de forma gradacional até a borda de crescimento com fraca luminescência, sugerindo modificação lenta no fluido. A última fase de preenchimento do *vug* foi um fluido calcítico com luminescência alaranjada brilhante, idêntica a luminescência da matriz dolomítica.

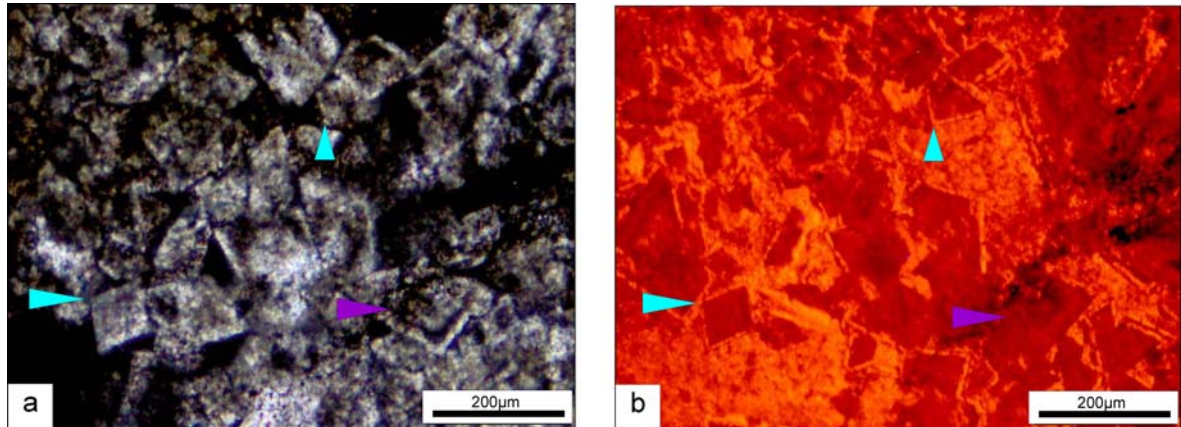


FIGURA 52: Fotomicrografias do P3, profundidade 1885,80m. As setas azuis indicam a mesma posição nas duas imagens: **(a)** luz natural e **(b)** catodoluminescência. As bordas de crescimento da dolomita são muito finas e de luminescência alaranjada brilhante, muito próxima da coloração da matriz não dolomitizada. A seta roxa indica um cristal de dolomita que apresenta a sombra do pelóide na luz natural, mas luminescência homogênea em CL.

O desenho esquemático da FIGURA 53 representa as fases de recristalização das rochas dolomíticas do P3. O carbonato precursor (*Cal-P*) foram os *grainstones*, identificados pelas sombras de bioclastos e pelóides. A dolomitização (*Dol-S*) substituiu a calcita por dolomita em quase toda a rocha, deixando espaços intercristalinos (*P*). Ainda como uma etapa do processo de dolomitização houve o crescimento de cimento dolomítico (*Cd*) ocupando a porosidade intercristalina. Finalmente um fluido calcítico preencheu parcialmente *vugs* com cimento calcítico (*Cc*).

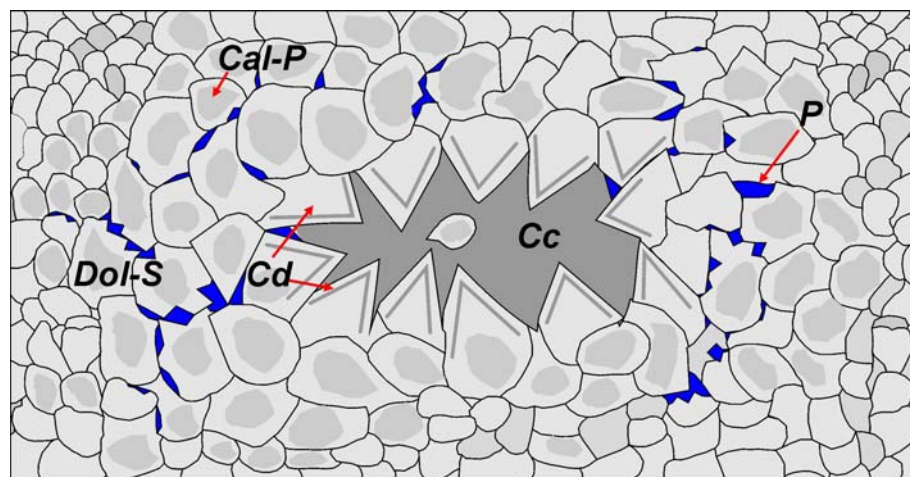


FIGURA 53: Desenho esquemático das rochas dolomíticas do P3 indicando a sequência das recristalizações: *Cal-P* (carbonato precursor), *Dol-S* (Dolomitas de substituição), *Cd* (Cimento dolomítico), *Cc* (Cimento calcítico) e *P* (Poros intercristalinos). Adaptado de Gasparrini (2003).

6.1.1.2.3 Fraturas

O termo fratura, neste trabalho, é utilizado para descrever uma feição não-sedimentar, originada por rupturas mecânicas nas rochas. Compreende microfraturas, juntas e falhas. Quando preenchidas por algum mineral ou paragênese mineral denomina-se veio. A presença de fraturas em rochas carbonáticas tem importância na definição do potencial para rocha-reservatório. As fraturas menores, submilimétricas a centimétricas, denominadas de microfraturas, são também relevantes, pois fazem parte de um sistema de fraturamento de escala maior cuja gênese relaciona-se a contexto estrutural regional, além de influenciarem o caminho da migração de fluidos, a história diagenética e as propriedades mecânicas da rocha (FLÜGEL, 2004).

As fraturas em rochas carbonáticas podem se formar em vários estágios da sedimentação e diagênese, tais como durante a compactação, por dissolução por água meteórica ou na diagênese de soterramento profundo. Em rochas carbonáticas, os veios são normalmente preenchidos por calcita, dolomita e em alguns casos minerais de paragêneses hidrotermais. Laubach *et al.* (2010) denominam de diagênese estrutural os processos que envolvem a combinação dos dois processos: a diagênese e a estrutural. Apesar de ocorrerem durante a diagênese, tratam-se de alterações mecânicas nas rochas carbonáticas e implicam em processos de abertura da rocha, crescimento dessa abertura e fechamento por cimentação. O termo diagênese estrutural será utilizado em algumas situações no decorrer desse trabalho.

Na descrição das fraturas e microfraturas em rochas carbonáticas, alguns aspectos devem ser caracterizados: a) ocorrência como fratura única ou em conjunto, sob a mesma orientação; b) morfologia reta, arqueada, ramificada, em degraus ou deslocada; c) existência de deslocamentos indicando movimentação e orientação cinemática; c) forma das terminações superiores e inferiores (abruptas, gradacionais, irregulares); d) orientação da fratura relativamente à orientação das camadas (vertical, oblíqua, paralela); e) ocorrência de fraturas que cortam os veios; f) distribuição, espaçamento e densidade das microfraturas e das fraturas maiores; g) largura e tamanho das fraturas e microfraturas; h) preenchimento das fraturas; i) relações espaciais das fraturas e microfraturas com os grãos e estruturas

sedimentares; j) associações com estilólitos; k) importância volumétrica dos veios com a rocha total; l) diferenças de ocorrência dos veios nos vários tipos de camadas; m) relação da abundância dos veios com a espessura da camada; n) idade relativa das fraturas preenchidas por calcita ou por outros minerais. No estudo do preenchimento das fraturas devem ser caracterizadas a mineralogia, as bordas de reação, os tipos de cimento e a cronologia das gerações dos preenchimentos (FLÜGEL, 2004). Laubach *et al.* (2004) denominam de *crack-seal* a feição de ruptura inicial da rocha e preenchimento sin-cinemático. Esse termo foi utilizado para descrever algumas texturas observadas.

As fraturas foram observadas nos poços P2 e P3 (FIGURA 54), e analisadas conforme os itens da TABELA 7. A partir das análises macro e microscópicas, as fraturas deste trabalho foram agrupadas em três conjuntos: fraturas maiores que 0,5 cm, fraturas menores que 1 mm e fraturas de 50 µm denominadas de microfraturas. A orientação vertical é predominante para os três conjuntos de fraturas. As fraturas menores e as microfraturas não apresentam ramificações significativas e as maiores têm a tendência a serem ramificadas e com traçado irregular e bordas de reação. As fraturas maiores estão concentradas no intervalo entre 1.639,00 e 1.643,00m no poço P2 e 1.678,00 a 1.679,00m no poço P3. Devido à pequena amostragem em relação à espessura da Formação Ponta do Mel, não é possível afirmar que esses intervalos são o de ocorrência principal dos fraturamentos nesta formação.

A mineralogia de preenchimento para todas as fraturas é predominantemente a calcita, com ocorrência de pirita nas fraturas do poço P2 e presença de argilomineral subordinadamente. As bordas de reação das fraturas maiores caracterizam-se na descrição macroscópica pela coloração verde e pela forma anastomosada paralela à parede do contato entre a fratura e a rocha intacta. Em análise microscópica compõem-se de calcita recristalizada a partir da rocha matriz e argilomineral. Indicações cinemáticas são raras, mas podem ser observadas em algumas lâminas pela descontinuidade dos bioclastos. A porosidade é baixa e quando ocorre caracteriza-se como intercrystalina no interior do veio ou em pequenas aberturas ao longo do contato entre a fratura e a rocha matriz.

A descrição das fraturas será abordada separadamente entre os poços P2 e o P3.

TABELA 7: Descrição das características das fraturas do P2 e P3.

| Prof. (m) | Rocha encaixante | Morfologia | Orientação | Espessura | % de preenchi- mento | Porosidade | Porosidade | Preenchimento | Preenchimento | Preenchimento | Preenchimento | Clastos | % Fratura/ rocha |
|--------------------|---------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------|----------------------------|--|---|--|-------------------------|---|---------------------|-----------------------------|------------------------|
| | | | | | | Localização e classificação | Quantificação e conectividade | Minerais | Tamanho dos minerais | Textura | Morfologia da borda | | |
| P2.Ffr 1638,00 | GST PelOncBio | Ramificada | Vertical | 1 mm | Quase total | Interior da fratura, intercristalina | Baixa e sem conexão | Calcita, pirita | Até 1 mm | Mosaico, contatos planares | Sem borda de reação | Poucos, próximos à borda | 10% |
| P2.G1fr 1639,00 | GST PelOncBio | Única | Vertical irregular | 2 cm | Quase total | Interior da fratura, intercristalina | Baixa e sem conexão | Calcita, pirita | Até 1 cm | Mosaico, contatos planares | Bordas de reação | Muitos, borda e interior | 60% |
| P2.G1fr 1639,50 | GST PeolBio | Única | Vertical | 100 µm | Quase total | Associada à dissol. da borda de reação | Baixa e conexão baixa | Calcita, pirita, argilomineral (dickita ?) | 100 µm | Mosaico, cristais alongados no sentido da fratura, contatos irregulares | Bordas de reação | Muitos, borda e interior | 5% |
| P2.G1fr 1639,50 | GST PeolBio | Ramificada | Vertical irregular | 0,5 cm | Total | Associada à dissol. de clasto | Baixa e sem conexão | Calcita, pirita, argilomineral (dickita ?) | 500 µm | Mosaico, contatos planares | Bordas de reação | Sim | 30% |
| P2.G2fr 1639,50 | GST PeolBio | Múltiplas | Vertical | 50 µm a 1 cm | Total | Sem porosidade | Nula | Calcita, pirita | De 500 µm a 2,5 mm | Mosaico, contatos planares | Bordas de reação | Sim | 25% |
| P2.G2fr 1639,50 | GST PeolBio | Ramificada | Vertical irregular | 500 µm | Quase total | Interior da fratura, intercristalina | Baixa e sem conexão | Calcita, pirita, argilomineral (dickita ?) | 400 µm | Mosaico, contatos planares | Bordas de reação | Sim | 20% |
| P2.J1fr 1642,70 | GST PelOnc | Múltiplas | Vertical | 0,5 cm | Quase total | Interior da fratura, intercristalina | Baixa e sem conexão | Calcita | Até 500 µm | Mosaico, contatos planares | Sem borda de reação | Sim, mas poucos | 30% |
| P2.J1fr 1642,70 | GST PelBio | Ramificada/ múltiplas | Vertical | 50 µm a 0,5 cm | Total | Sem porosidade | Nula | Calcita, pirita | De 50 a 500 µm | Mosaico, contatos planares | Bordas de reação | Muitos | 30% |
| P3.L 1648,50 | GST PelOncBio | Ramificada | Obliqua | 700 µm a 3 mm | 5% | Fratura aberta, intraclasto | Alta, conectada por fraturas menores e estilolitos | Calcita na borda e argilomineral (dickita ?) | Menor que 20 µm | Microcristalina acompanhando a borda | Sim | Ausente | 10% |
| P3.lfr 1678,70 | GSTBioPel | Múltiplas | Vertical | 100 µm a 400 µm | Total | Sem porosidade | Nula | Calcita | 200 µm | Mosaico, contatos planares | Sem borda de reação | Poucos | 5% |
| P3.lfr 1678,70 | GST PelOncBio | Múltiplas | Vertical | 20 µm a 1,7 mm | Total | Sem porosidade | Nula | Calcita | Até 500 µm | Mosaico, contatos planares | Bordas de reação | Sim | 10% |
| P3.J2fr 1679,00 | GST PelOncBio | Múltiplas | Vertical | 50 µm a 0,5 cm | Total | Sem porosidade | Nula | Calcita | Até 1 mm | Mosaico com contatos planares | Bordas de reação | Sim | 10% |
| P3.J2fr 1679,00 | GST PelOncBio | Múltiplas | Vertical | 2 mm | Quase total | Interior da fratura, intercristalina | Baixa e sem conexão | Calcita | 500 µm | Mosaico, contatos planares | Bordas de reação | Sim | 20% |
| P3.Hfr 1882,20 | GST dolomitizado | Única | Vertical | 1,5 mm | Total | Sem porosidade | Nula | Calcita | Até 1,5 mm | Mosaico, contatos planares | Sem borda de reação | Não | 5% |
| P3.E 1885,00 | GST dolomitizado | Única | Vertical | 1,2 mm | Total | Sem porosidade | Nula | Calcita | Até 1,2 mm | Mosaico, contatos planares | Sem borda de reação | Sim | 5% |
| P3.Afr 2037,00 | MudBio | Ramificada | Vertical e horizontal | 50 µm a 400 µm | Total | Sem porosidade | Nula | Calcita, | Até 400 µm | Mosaico contatos planares, | Sem borda de reação | Sim | 5% |

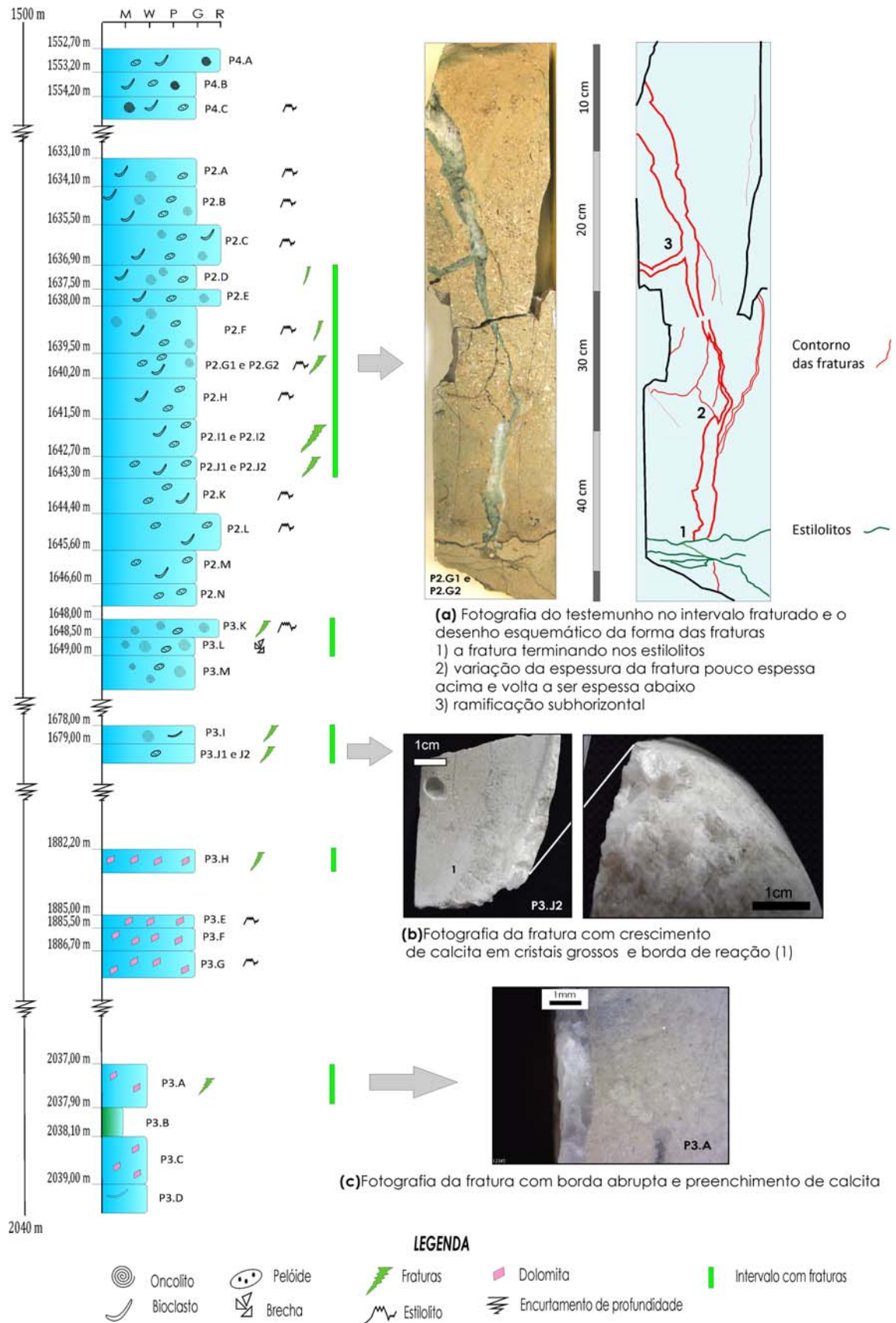


Figura 54: Perfil litológico composto das amostras de testemunhos e indicações das fraturas. Fotografias de alguns exemplos das fraturas dos poços P2 e P3.

a) Fraturas do poço P2

As fraturas do poço P2 foram observadas entre 1.636,90 a 1.643,30m. Apresentam variação na espessura, com fraturas menores que 1 mm no topo do intervalo (FIGURA 55) até 1,5 cm na base da seção fraturada.

As fraturas são do tipo diáclase, sem feições de deslocamentos significativos, com evidência apenas na amostra P2.G1fr. Predomina a direção vertical com algumas ramificações subverticais a subhorizontais.

O contato entre os minerais de preenchimento e a rocha matriz, nas fraturas de maior espessura, é geralmente difuso e do tipo transicional. Os minerais de calcita permeiam e envolvem bioclastos destruindo as características deposicionais. Alguns bioclastos e pedaços da rocha matriz podem ser observados no interior das fraturas, como clastos gerados no processo de rompimento da rocha, ou durante a percolação dos fluidos, alguns dos quais exibem *crack-seals*, denotando a relação de temporalidade entre as microfraturas e as fraturas mais espessas. As bordas transicionais são constituídas de micrita recristalizada e argilominerais. Ocorrem também bordas abruptas, onde se observa o crescimento de minerais de calcita prismática, perpendicular à parede, para o interior do veio. O preenchimento da fratura dá-se predominantemente por cristais de calcita de tamanho até 1,5 cm, ocupando todo o espaço entre os dois lados da fratura, em textura poiquilotópica, ou em cristais subédricos. Observa-se também o crescimento de calcita formando ponte (*bridge*) entre as duas paredes da fratura e normalmente exibindo extinção ondulante. O segundo mineral em ocorrência é a pirita, presente tanto nos veios maiores como próximas às microfraturas. Apresentam-se com hábito euédrico na forma hexagonal completa e incompleta ou, em menor frequência, na forma irregular ocupando espaços entre os cristais de calcita. Argilominerais estão presentes, mas não foi possível a identificação.

A técnica de catodoluminescência (CL) foi utilizada para análise dos cristais de preenchimento dos veios. A zonação foi observada nos cristais das bordas das fraturas, indo desde laranja forte até luminescência fraca. Os cristais maiores do interior das fraturas não apresentam zonação e a luminescência é amarela forte a laranja (FIGURAS 56 e 57).

Os poros encontrados são intercrystalinos no interior da fratura e poros nas bordas das fraturas por dissolução do material argiloso (FIGURA 58).

As FIGURAS de 56 a 62 apresentam os principais aspectos descritos das fraturas do P2.

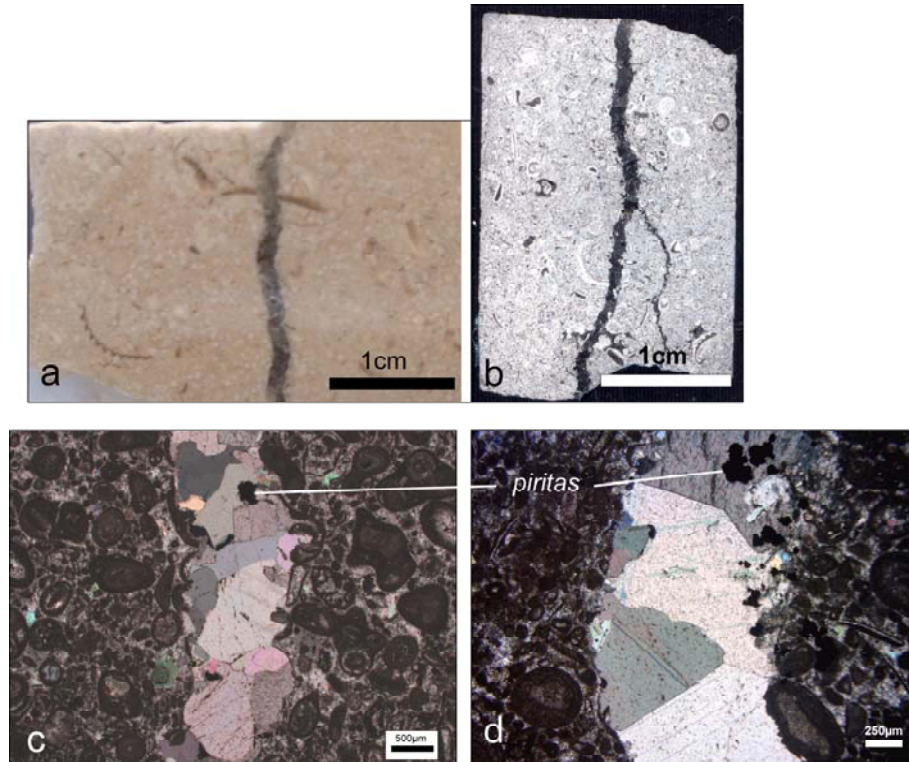


FIGURA 55: **(a)** e **(b)** fotografias da amostra P2.Ffr, profundidade 1.638,00m. Fratura de 1 mm, vertical, pouco sinuosa e pouco ramificada; **(c)** e **(d)** fotomicrografias da mesma amostra, exibindo o preenchimento por calcita em mosaico e pirita, luz polarizada.

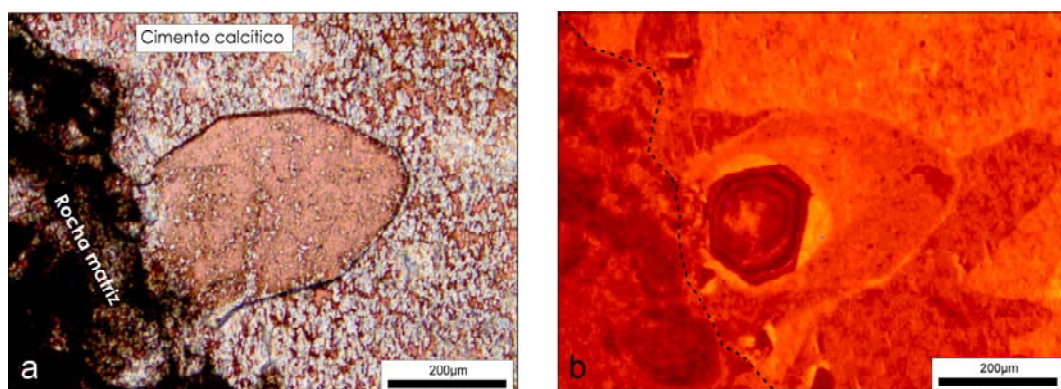


FIGURA 56: Fotomicrografias da amostra P2.Ffr, profundidade 1.638,00m. **(a)** borda da fratura e crescimento de cimento calcítico (vermelho de Alizarina-S); **(b)** CL do mesmo local mostrando o crescimento do cristal de calcita com núcleo zonado por 5 estágios, de forma concêntrica. Linha tracejada indica a borda da fratura.

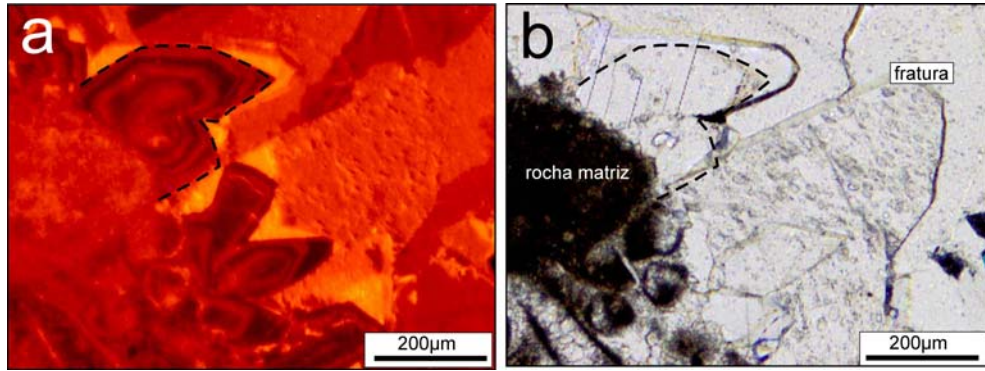


FIGURA 57: Fotomicrografias da amostra P2.Ffr, profundidade 1.638,00m. **(a)** cristais de calcita zonados crescendo a partir da borda. Os cristais do interior da fratura não apresentam zonação em CL; **(b)** imagem do mesmo local com a linha pontilhada mostrando o cristal zonado na CL, não evidenciado em luz natural.

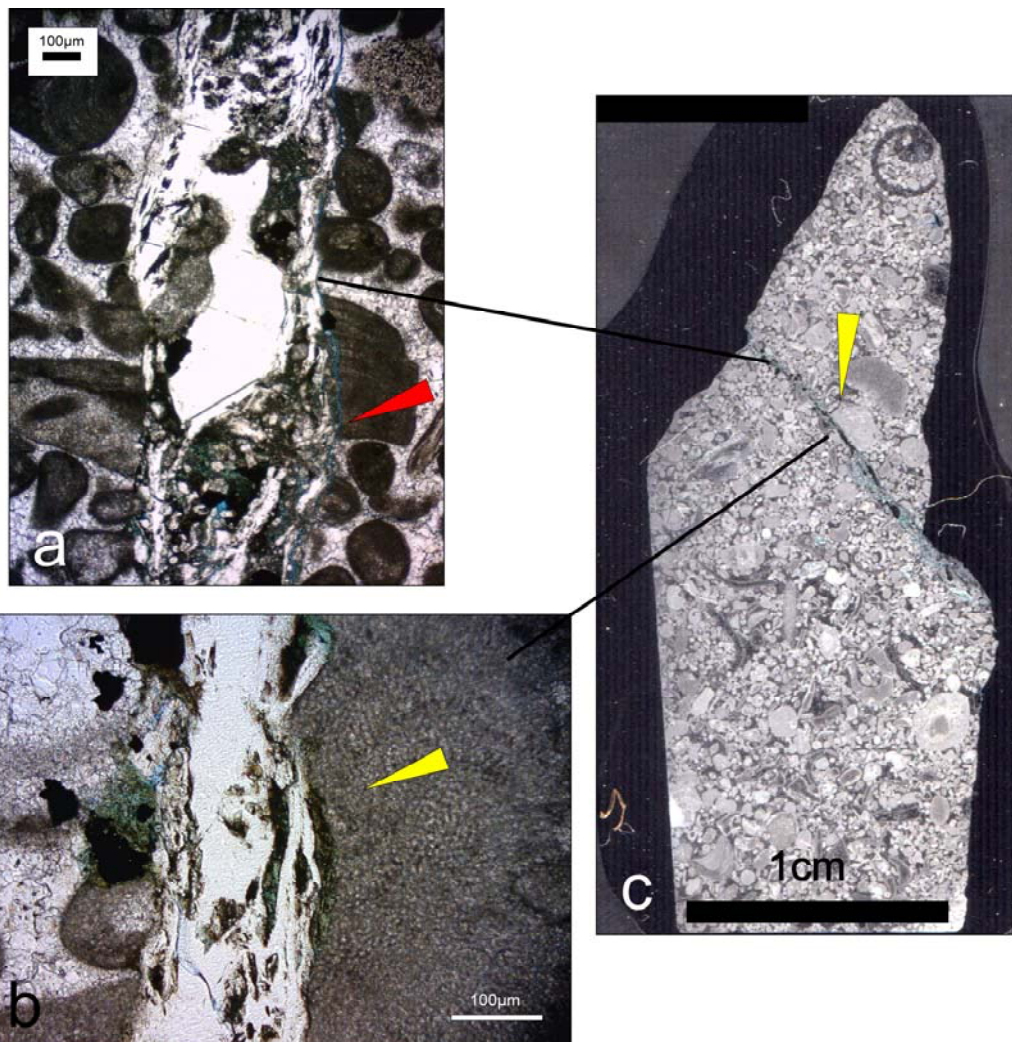


FIGURA 58: Fotomicrografias da fratura da amostra P2.G1fr, profundidade 1.639,50m. **(a) e (b)** fratura com 100 a 150 µm, preenchida por calcita com crescimento paralelo à fratura, clastos e porosidade que acompanha a borda da fratura (resina azul, seta vermelha). Em **(c)** fotografia da lâmina petrográfica. As setas amarelas sinalizam um bioclasto que não ocorre do outro lado da fratura indicando movimentação.

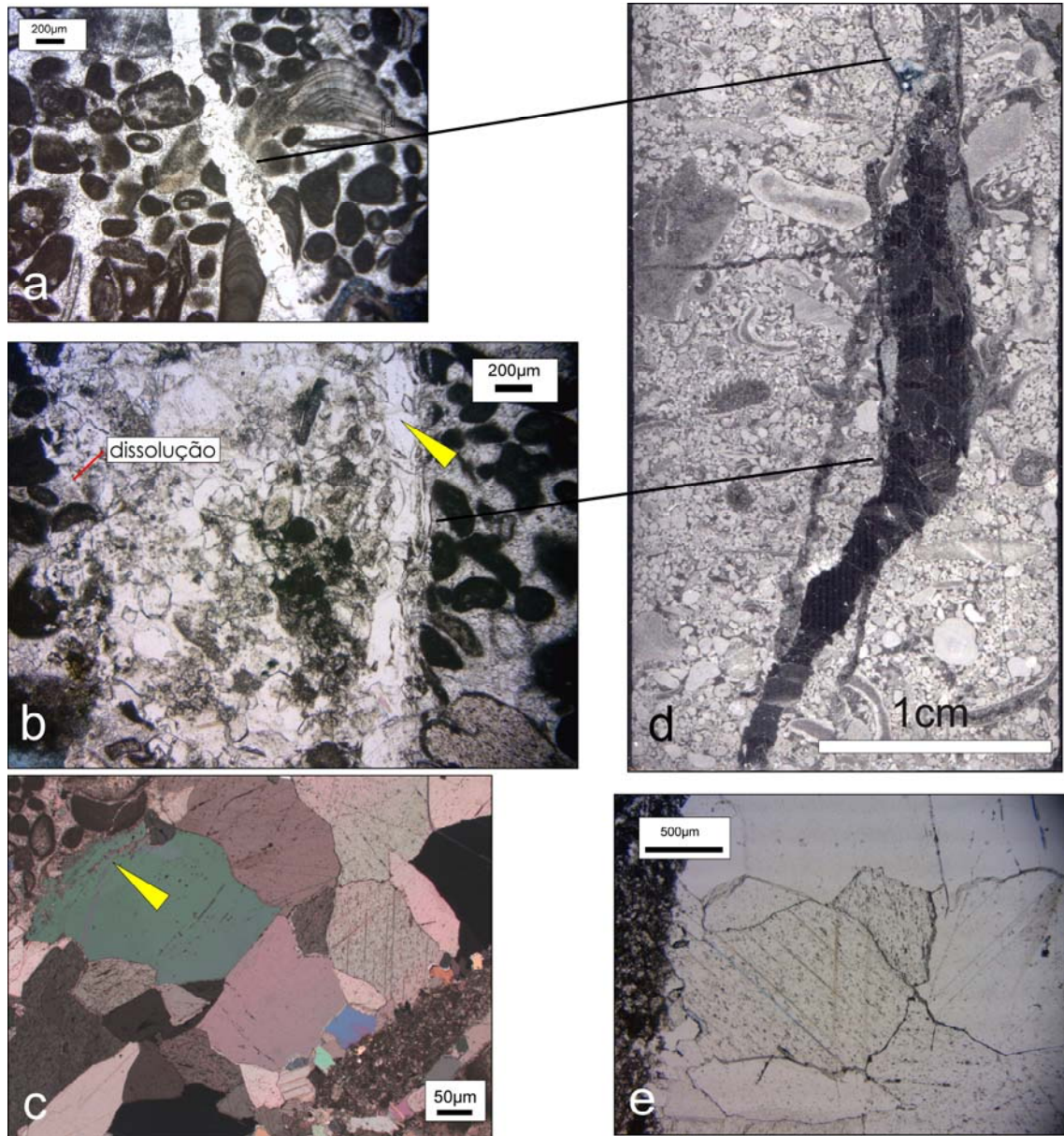


FIGURA 59: Fotomicrografias da fratura da amostra P2.G1fr, profundidade 1.639,50m. **(a)** fratura menor preenchida por calcita, cortando bioclastos, sem deslocamento, luz natural; **(b)** fratura maior com dissolução na borda esquerda, clastos no interior da fratura e a borda direita abrupta por fratura menor anterior (seta amarela), luz natural; **(c)** detalhe da borda da fratura com preenchimento de calcita e provável textura “*crack-seal*” (seta amarela), luz polarizada; **(d)** fotografia da lâmina petrográfica apresentado a forma ramificada da fratura; **(e)** tamanho grosso dos cristais de calcita do preenchimento, luz natural.

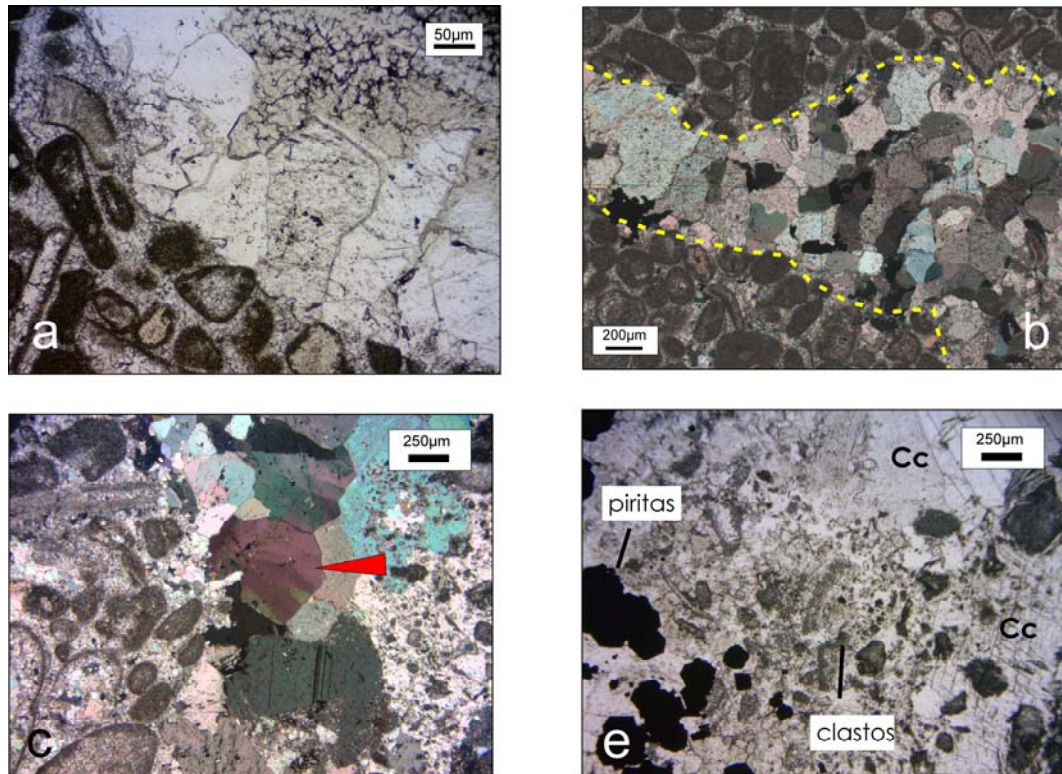


FIGURA 60: Fotomicrografias da fratura da amostra P2.G2fr, profundidade 1.639,50m. **(a)** borda entre a rocha matriz e a calcita de preenchimento, luz natural; **(b)** fratura alargada por dissolução (linhas amarelas) e preenchida por calcita; **(c)** contato da rocha matriz e fratura com cristais de calcita exibindo extinção ondulante (seta vermelha), luz polarizada; **(e)** detalhe do preenchimento da fratura: piratas, clastos e o cimento calcítico (Cc), luz natural.

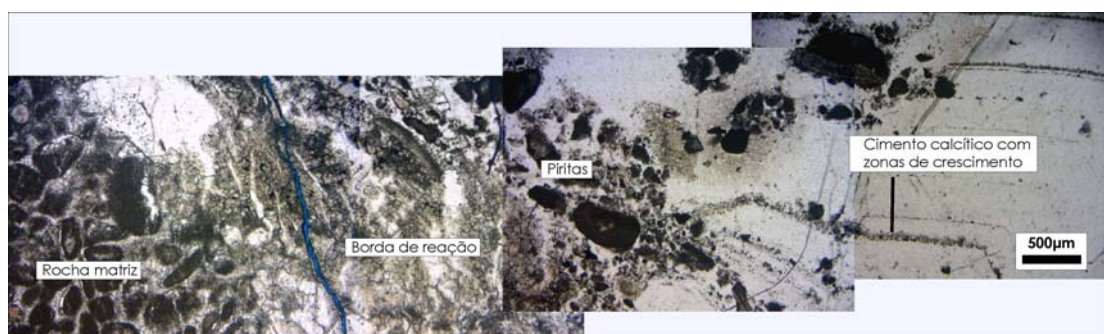


FIGURA 61: Fotomicrografia composta da fratura do P2 indo desde a rocha matriz até o preenchimento calcítico. Profundidade 1.639,00m, luz natural.

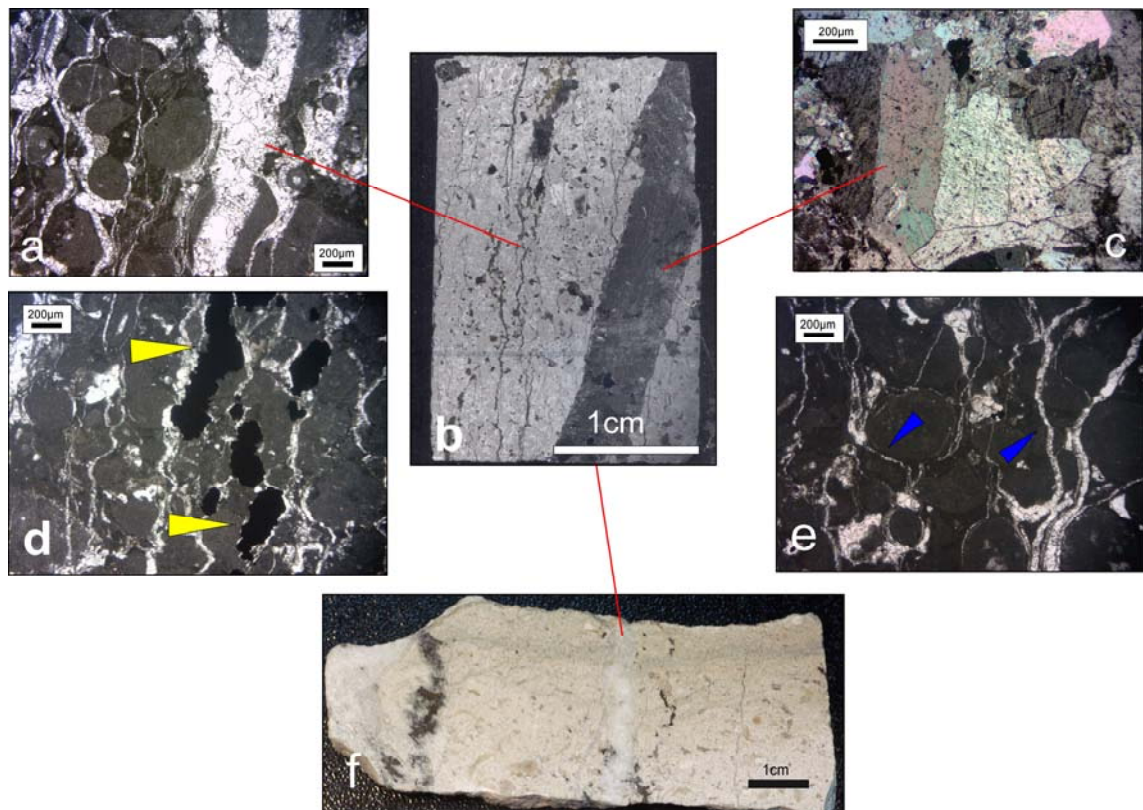


FIGURA 62: Fotomicrografias e fotografias das fraturas da amostra P2.J1fr, profundidade 1642,70m. **(a)** fraturas menores que contornam os grãos e a maior (400 μm) corta os grãos, preenchimento calcítico, luz natural; **(b)** fotografia da lâmina do local indicado em **(f)**; **(c)** tamanho dos cristais de calcita da fratura maior, luz polarizada; **(d)** piratas (setas amarelas) ao longo da direção das microfraturas; **(e)** microfraturas (setas azuis) e **(f)** fotografia da amostra P2.J1 com a fratura ao meio e borda com piratas.

b) Fraturas do poço P3

As fraturas ocorrem em todos os intervalos amostrados do P3, indo desde o topo da Formação Ponta do Mel até a seção basal, com algumas diferenças a seguir abordadas.

As fraturas mais espessas ocorrem nas amostras do topo, entre 1.648,00 e 1.679,00 m (FIGURAS 63, 64 e 65) e as de menor espessura estão presentes nas amostras da porção intermediária e basal (FIGURAS 66 e 67).

A fratura da amostra P3.L (FIGURA 63) compõe a brecha do tipo *crackle* a tipo mosaico com matriz, segundo a classificação de Loucks (1999). São fraturas abertas, sem preenchimento posterior, formando poros intraclastos de até 3 mm, (*vugs* pequenos em macroporosidade, segundo a classificação de LUO e MACHEL, 1995).

O intervalo 1678,00 a 1679,00m apresenta características das fraturas semelhantes ao intervalo 1.639,00/1.642,70m do P2. São do tipo diáclase, apresentam feições de *crack-seal* nas bordas das fraturas maiores (FIGURA 64). São preenchidas por calcita em cristais grossos, forma subédrica, formando mosaicos blocosos. A análise por CL mostra que o material da borda de reação e a rocha matriz apresentam luminescência amarelo forte, em contraste com o preenchimento da fratura, com luminescência em dois tons de laranja escuro. Observa-se a presença de pirita, mas em menor quantidade que no P2.

As fraturas dos intervalos 1.882,20m e 2.037,00m são menos espessas, com bordas abruptas, sem bordas de reação. São posteriores ao evento de dolomitização, pelo fato de cortarem a rocha dolomítica (FIGURA 66).

A amostra P3.Afr apresenta cimento calcítico formando ponte entre os dois lados da fratura, bem marcada pela extinção ondulante dos cristais (FIGURA 67). Com exceção da brecha da amostra P3.L não foram observadas evidências de movimentação.

As figuras abaixo exemplificam a descrição dessas fraturas.

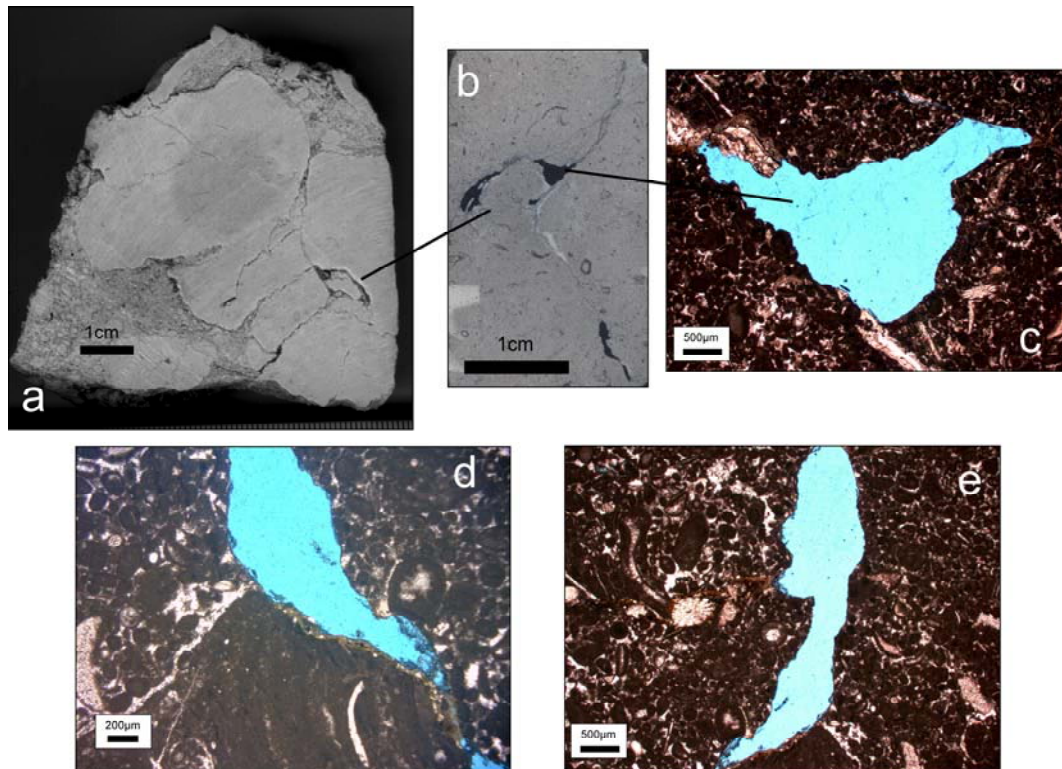


FIGURA 63: Fotografias e fotomicrografias da amostra P3.L, profundidade 1.648,50m. **(a)** brecha com porosidade intraclasto (azul); **(b)** fotografia da lâmina petrográfica; fotomicrografias **(c)**, **(d)** e **(e)** da porosidade intraclasto, sem preenchimento, luz natural.

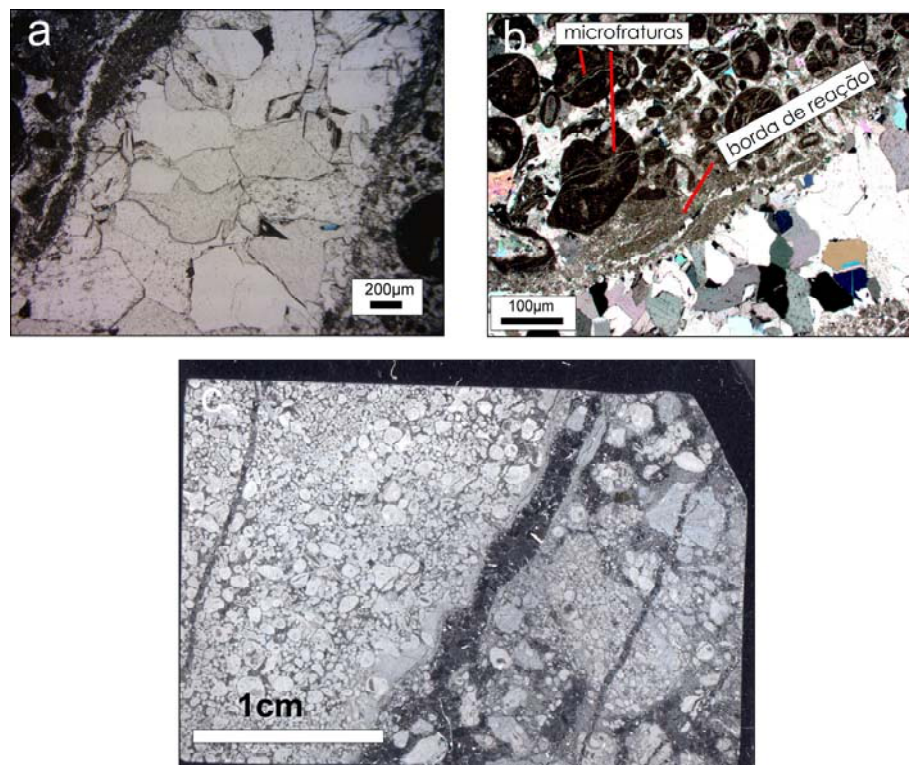


FIGURA 64: Fotomicrografias da amostra P3.J2fr, profundidade 1.679,00m. **(a)** preenchimento calcítico da fratura; **(b)** contato entre rocha matriz e fratura principal, microfraturas e borda de reação. Preenchimento de calcita com cristais menores na borda da fratura e maiores no centro. Fotografia **(c)** da lâmina petrográfica.

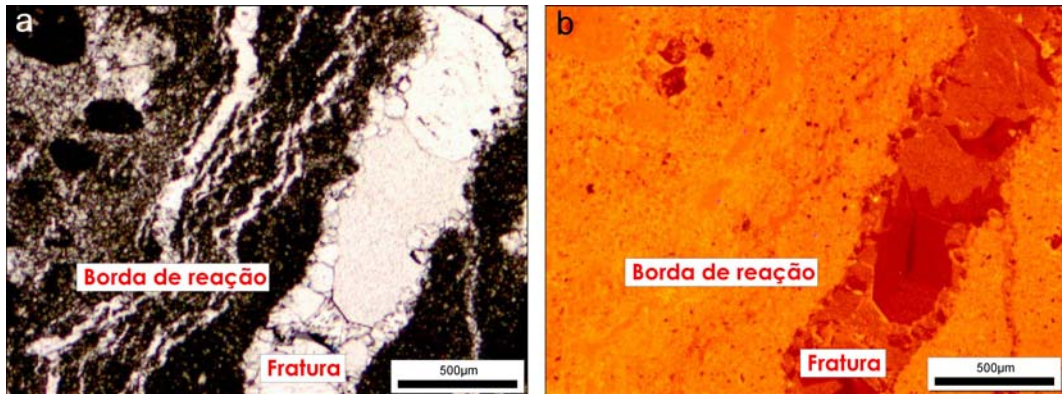


FIGURA 65: Fotomicrografias da amostra P3.J2fr, profundidade 1.679,00m. **(a)** fratura com preenchimento calcítico e borda de reação; **(b)** CL do mesmo local, apresentando a fratura com luminescência mais escura em relação à borda de reação e rocha matriz. A borda de reação e as microfraturas apresentam a mesma luminescência.

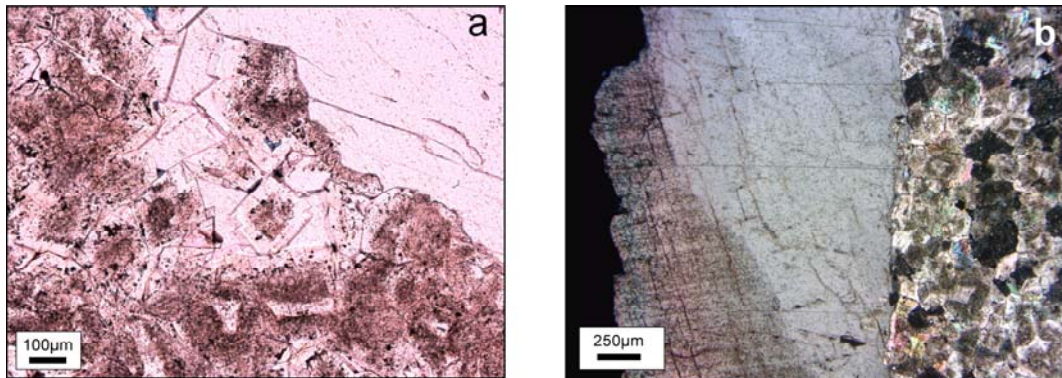


FIGURA 66: Fotomicrografias da amostra P3.Hfr, profundidade 1.882,20m. **(a)** contato abrupto da rocha dolomitizada com a fratura preenchida por calcita, luz natural; **(b)** detalhe dos cristais de calcita de preenchimento da fratura em contato com a rocha matriz dolomítica, luz polarizada.

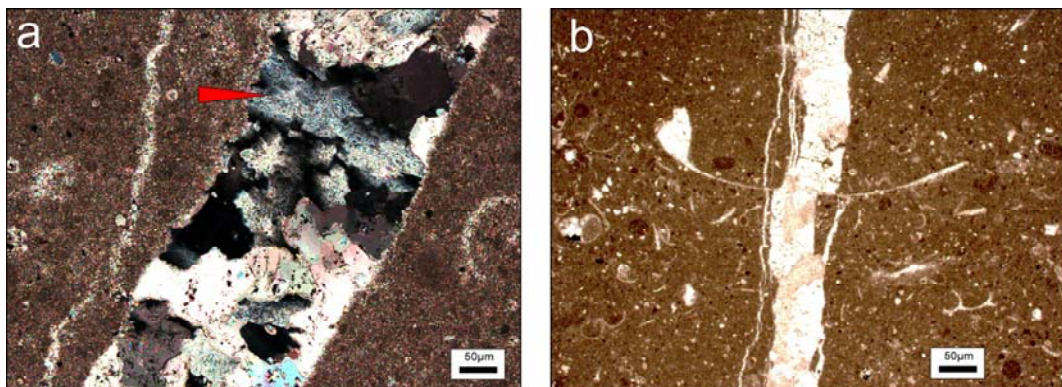


FIGURA 67: Fotomicrografias da amostra P3.Afr, na profundidade de 2.037,00m. **(a)** preenchimento calcítico formando ponte (*bridge*) entre as bordas da fratura e exibindo extinção ondulante (seta vermelha), luz polarizada; **(b)** fratura cortando bioclasto sem indicação de movimentação, luz natural.

O intervalo na Formação Ponta do Mel com maior quantidade de fraturas é o topo, entre 1636,90m e 1679,00m, cujas rochas encaixantes são *GSTPe/OncBio* e *RudOncBio*. São as fraturas mais espessas, associadas com microfraturas e apresentando bordas de reação. As microfraturas, pela orientação paralela às fraturas maiores e por serem cortadas em alguns pontos pelas maiores, representam o início do mesmo evento diagenético estrutural e são interpretadas como textura *crack-seal*. O cimento dessas microfraturas é sin-cinemático.

Algumas fraturas não cortam de forma abrupta os estilólitos, o que sugere que sua origem foi anterior à compactação química. No entanto, observa-se que os estilólitos parecem desviar o trajeto do traço da fratura, atuando como uma fratura horizontal aberta, dissipando a energia e alterando a direção da propagação da fratura (FIGURA 54.a).

As fraturas apresentam 3 tipos de porosidade: no contato entre a rocha matriz e as paredes das fraturas, por dissolução de material da borda de reação (FIGURA 58); intercristalina, no interior das fraturas maiores e porosidade intraclasto (FIGURA 63). Ocorrem em percentuais muito pequenos, com exceção da porosidade intraclasto da amostra P3.L, a qual pode representar intervalos importantes na prospecção de reservatórios.

A abertura das fraturas parece ter ocorrido com fluido quimicamente reativo e redutor, o qual promoveu bordas de reação e precipitação de pirita tanto no interior das fraturas como em suas bordas e produziu também a cristalização de calcita zonadas com fraca luminescência (cimento sin-cinemático). Em algumas amostras observa-se alargamento de fraturas por dissolução e posterior preenchimento calcítico (FIGURA 60.b). A fase de crescimento da abertura da fratura e posterior fechamento por cristalização de minerais deu-se por fluido calcítico de forma lenta, permitindo o crescimento de cristais de calcita grosso, sem zonação, com luminescência, indicando a pouca presença de ferro (cimento pós-cinemático).

As fraturas da seção intermediária e da base apresentam características diferentes, sendo menos espessas, sem ramificação, preenchidas por calcita em cristais grossos e com extinção ondulante, pouca presença de pirita. Apenas pela forma não é possível afirmar se a gênese é a mesma das fraturas do topo da formação.

Pela descrição das fraturas foi possível estabelecer uma sequência temporal: início da ruptura da rocha com a formação da textura de *crack-seal*, presente nas microfraturas e em alguns cristais de calcita com presença de inclusão micrítica paralela à parede da fratura (FIGURA 59.c); abertura da fratura e preenchimento sin-cinemático com a presença de calcita exibindo extinção ondulante, seguido do evento de dissolução, recristalização mineral (bordas de reação) e posterior fechamento das fraturas por cimento calcítico em mosaico grosso e piratas. A extinção ondulante exibida por alguns cristais de calcita pode ser relacionada com o início da abertura e cristalização da fratura, onde os cristais formam pontes entre as paredes e estão sob tensão e exibiriam a extinção ondulante em resposta ao crescimento em esforço (FIGURAS 60 e 67).

O desenho esquemático da FIGURA 68 representa o processo de diagênese estrutural.

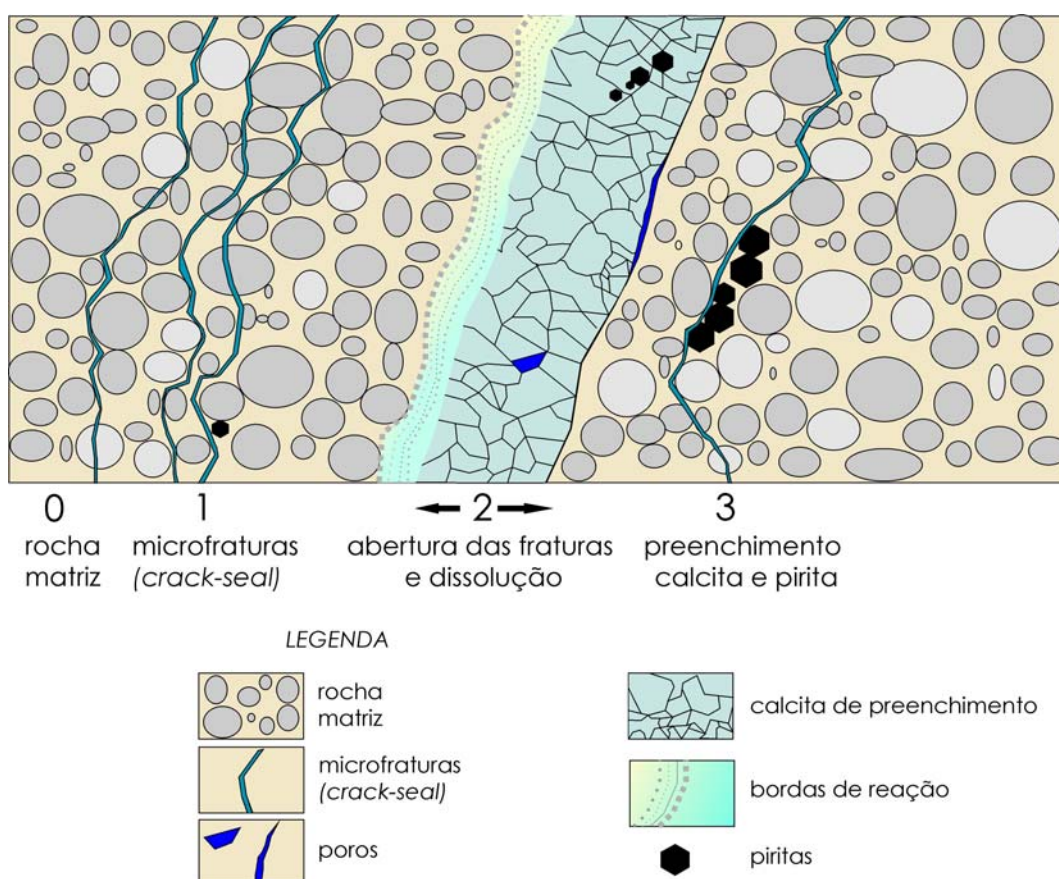


FIGURA 68: Desenho esquemático da sequência dos eventos de fraturamento dos testemunhos.

6.1.2 ANÁLISE GEOQUÍMICA

As análises geoquímicas compreenderam a determinação do conteúdo isotópico de carbono e oxigênio e análises químicas por FRX de 10 elementos maiores (Ca, Mg, K, P, Mn, Fe, Al, Si, Ti, Na) e 4 elementos traços (S, Sr, Ba e Cl) reportados na forma da concentração de óxidos para os maiores e ppm para os elementos traços.

6.1.2.1 Isótopos de carbono e oxigênio

O conteúdo isotópico de rochas carbonáticas é governado por alguns fatores, que vão desde os valores da água do mar em que elas se depositaram, passando pelo fracionamento isotópico produzido pelos organismos secretores das carapaças e esqueletos carbonáticos que darão origem aos sedimentos, influência da matéria orgânica, e as trocas isotópicas que ocorrem ao longo de todo o processo diagenético. O reservatório carbonático oceânico, por sua vez, é dependente da temperatura (superficial e em profundidade), da salinidade e das condições geográficas locais ou globais, quando esse oceano circula livremente entre os continentes. No caso do “mar Ponta do Mel”, esse oceano ainda era restrito no início da deposição, provavelmente um golfo de baixa circulação de água e passando a um mar mais aberto no final da sequência carbonática.

As análises isotópicas foram realizadas nos testemunhos para determinação da variação na rocha matriz e nas fraturas, separadamente, conforme descrito no Capítulo 4. Serão apresentados inicialmente os resultados para a rocha matriz, seguido dos valores para as fraturas e ao final do capítulo as interpretações.

a) Rocha matriz

Para a rocha matriz foram individualizados 3 intervalos de variação isotópica. A seção superior da Formação Ponta do Mel, de 1.552,70m a 1.679,00m, caracterizada pela predominância da fácies *GSTPeIOncBio*, apresentou valores entre 0,97 e 2,60‰ para o $\delta^{13}\text{C}$ e entre -6,04 e -3,56‰ para o $\delta^{18}\text{O}$. O intervalo intermediário, de 1.882,20 a 1.886,70m, apresenta valores mais negativos para o $\delta^{13}\text{C}$, entre -0,20 a 1,91‰ para e também para o $\delta^{18}\text{O}$, variando de -5,74 e -8,56‰.

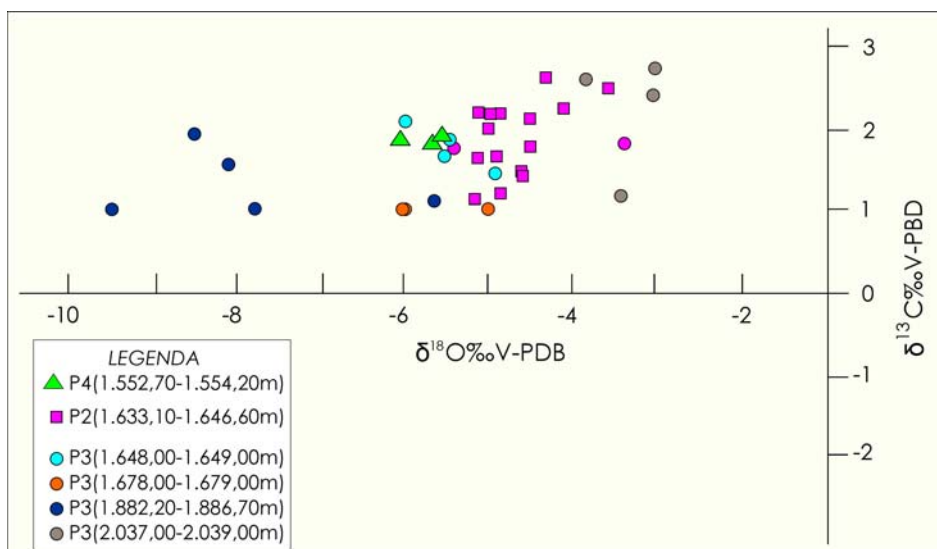
Para o intervalo inferior, composto pela fácies de águas profundas, os valores situam-se entre 1,85 e 2,78‰ para o $\delta^{13}\text{C}$ e entre -2,97 e -3,84‰ para o $\delta^{18}\text{O}$ (TABELA 8).

TABELA 8: Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para a rocha matriz dos testemunhos.

| Poço | Profundidade (m) | Descrição | Mineral principal | $\delta^{13}\text{C}$ (‰) | $\delta^{18}\text{O}$ (‰) | $\Delta \delta^{13}\text{C}$ (‰) | $\Delta \delta^{18}\text{O}$ (‰) |
|-------|---------------------|-------------------------------|----------------------|------------------------------|------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|
| P4.A | 1.552,70 | <i>RudOncBioPel</i> | Calcita | 1,96 | -5,55 | 0,08 | 0,07 |
| P4.B | 1.553,20 | <i>GSTPelOncBio</i> | Calcita | 1,88 | -5,65 | 0,06 | 0,08 |
| P4.C | 1.554,20 | <i>GSTPelOncBio</i> | Calcita | 1,91 | -6,04 | 0,09 | 0,11 |
| P2.A | 1.633,10 | <i>GSTPelOncBio</i> | Calcita | 1,59 | -5,11 | 0,06 | 0,06 |
| P2.B | 1.634,10 | <i>GSTPelOncBio</i> | Calcita | 1,45 | -4,60 | 0,03 | 0,06 |
| P2.C | 1.635,50 | <i>RudOncBioPel</i> | Calcita | 1,72 | -3,86 | 0,01 | 0,05 |
| P2.D | 1.636,90 | <i>GSTPelBio</i> | Calcita | 2,53 | -3,56 | 0,06 | 0,06 |
| P2.E | 1.637,50 | <i>RudOncBioPel</i> | Calcita | 2,28 | -4,09 | 0,03 | 0,03 |
| P2.F | 1.638,00 | <i>GSTPelBio</i> | Calcita | 2,16 | -4,55 | 0,05 | 0,04 |
| P2.G1 | 1.639,50 | <i>GSTPelBio</i> | Calcita | 1,63 | -4,90 | 0,04 | 0,03 |
| P2.G2 | 1.639,50 | <i>GSTPelBio</i> | Calcita | 1,23 | -4,87 | 0,04 | 0,08 |
| P2.H | 1.640,20 | <i>GSTPelBio</i> | Calcita | 2,10 | -4,86 | 0,04 | 0,05 |
| P2.I1 | 1.641,50 | <i>GSTPelBio</i> | Calcita | 1,73 | -4,51 | 0,04 | 0,06 |
| P2.I2 | 1.641,50 | <i>GSTPelBio</i> | Calcita | 1,42 | -4,65 | 0,03 | 0,03 |
| P2.J1 | 1.642,70 | <i>GSTPelBio</i> | Calcita | 1,11 | -5,15 | 0,07 | 0,05 |
| P2.J2 | 1.642,70 | <i>GSTPelBio</i> | Calcita | 1,82 | -5,38 | 0,03 | 0,04 |
| P2.K | 1.643,30 | <i>GSTPelBio</i> | Calcita | 2,04 | -4,99 | 0,02 | 0,04 |
| P2.L | 1.644,40 | <i>RudOncBioPel</i> | Calcita | 2,23 | -5,10 | 0,05 | 0,08 |
| P2.M | 1.645,60 | <i>GSTPelBio</i> | Calcita | 2,60 | -4,34 | 0,04 | 0,03 |
| P2.N | 1.646,60 | <i>GSTBioPel</i> | Calcita | 2,21 | -4,97 | 0,03 | 0,04 |
| P3.K | 1.648,00 | <i>RudOncBioPel</i> | Calcita | 1,74 | -5,50 | 0,05 | 0,04 |
| P3.Lc | 1.648,50 | <i>GSTPelBio brecha</i> | Calcita | 1,20 | -6,00 | 0,08 | 0,08 |
| P3.Lm | 1.648,50 | <i>GSTPelBio brecha</i> | Calcita | 1,00 | -5,50 | 0,03 | 0,06 |
| P3.M | 1.649,00 | <i>GSTPelBio</i> | Calcita | 1,54 | -4,93 | 0,07 | 0,10 |
| P3.I | 1.678,00 | <i>GSTPelOncBio</i> | Calcita | 1,00 | -5,04 | 0,05 | 0,07 |
| P3.J1 | 1.679,00 | <i>GSTPelOncBio</i> | Calcita | 0,97 | -5,92 | 0,06 | 0,08 |
| P3.J2 | 1.679,00 | <i>GSTPelOncBio</i> | Calcita | 1,04 | -5,99 | 0,05 | 0,04 |
| P3.H | 1.882,20 | <i>GSTPelBio dolomitizado</i> | Dolomita | 1,00 | -7,85 | 0,02 | 0,04 |
| P3.E | 1.885,00 | <i>GSTPelBio dolomitizado</i> | Dolomita | 1,52 | -8,11 | 0,07 | 0,07 |
| P3.F | 1.885,50 | <i>GSTPelBio dolomitizado</i> | Dolomita/Calcita | 1,16 | -5,74 | 0,08 | 0,06 |
| P3.Gc | 1.886,70 | <i>GSTPelBio dolomitizado</i> | Dolomita/Calcita | 1,91 | -8,56 | 0,06 | 0,05 |
| P3.Gr | 1.886,70 | <i>GSTPelBio dolomitizado</i> | Calcita/Dolomita | -0,20 | -9,33 | 0,04 | 0,04 |
| P3.A | 2.037,00 | <i>MudBio</i> | Dolomita/Calcita | 2,45 | -2,97 | 0,10 | 0,09 |
| P3.B | 2.037,90 | <i>Mrg</i> | Calcita/Quartzo | 2,65 | -3,84 | 0,04 | 0,04 |
| P3.C | 2.038,10 | <i>MudBio</i> | Dolomita/Calcita | 2,78 | -3,01 | 0,09 | 0,08 |
| P3.D | 2.039,00 | <i>MudBio</i> | Calcita | 1,85 | -3,38 | 0,05 | 0,07 |

Os valores dos isótopos de carbono e oxigênio de todas as amostras da rocha matriz (GRÁFICO 1) apresentam grande dispersão e tendência inversa com a profundidade.

GRÁFICO 1: Diagrama de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para as amostras de rocha matriz dos testemunhos dos poços P2, P3 e P4.



A variação isotópica com a profundidade não apresenta uma tendência que possa ser correlacionada de forma clara com os litotipos. (GRÁFICOS 2 e 3).

GRÁFICO 2: Diagrama de $\delta^{13}\text{C}$ versus profundidade para as amostras de rocha matriz dos testemunhos dos poços P2, P3 e P4.

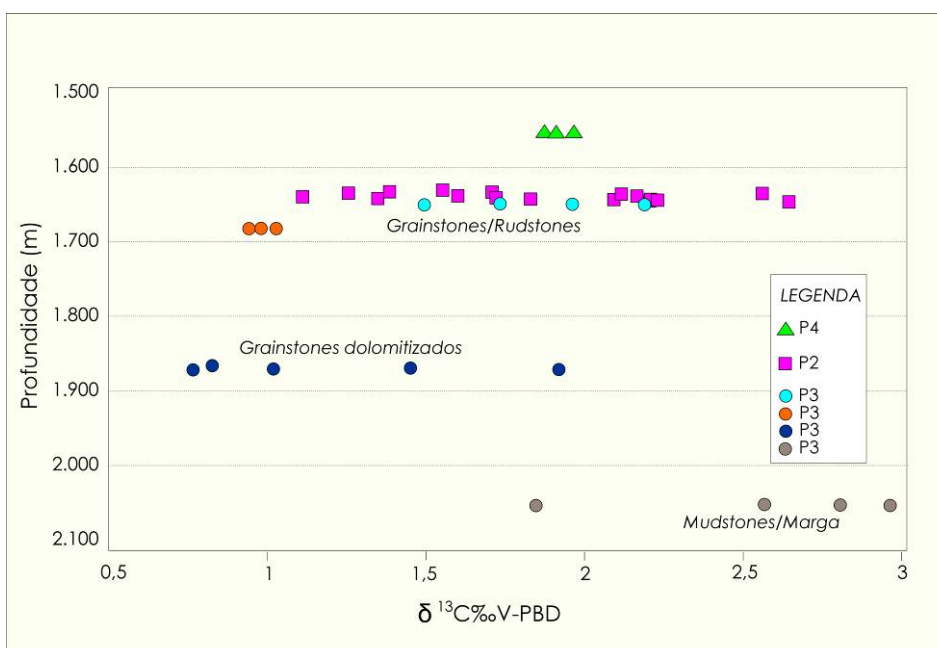
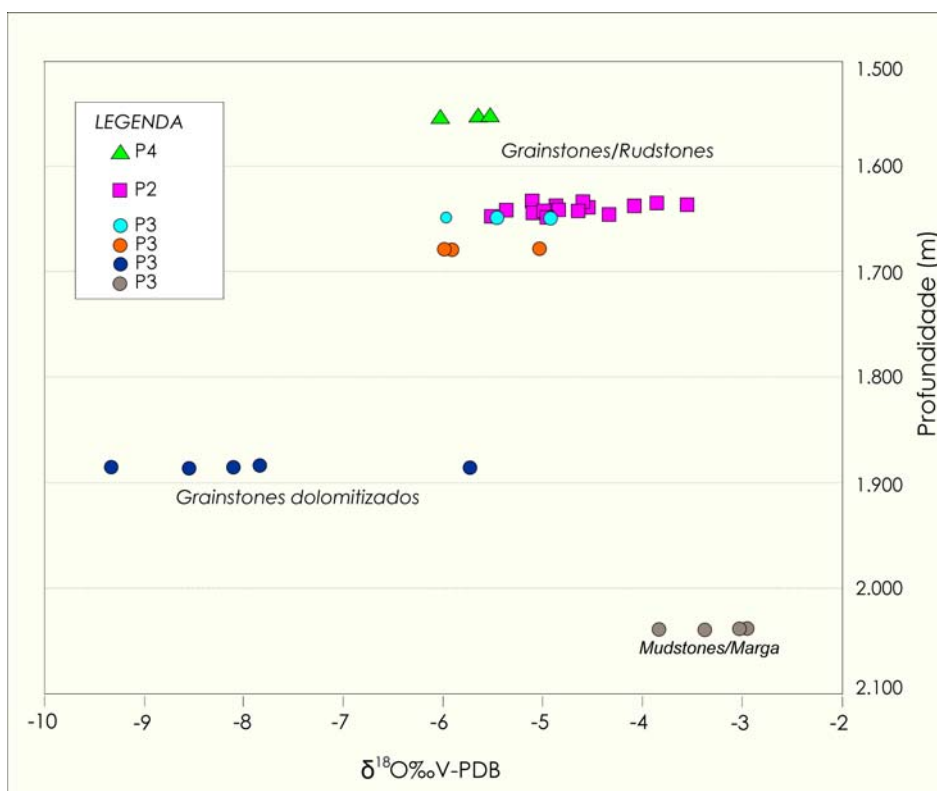


GRÁFICO 3: Diagrama de $\delta^{18}\text{O}$ versus profundidade para as amostras de rocha matriz dos testemunhos dos poços P2, P3 e P4.



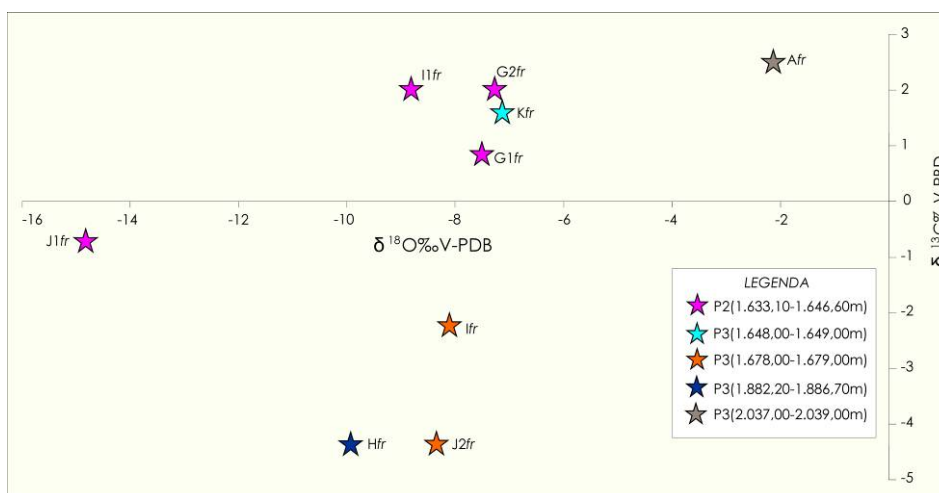
Os valores do $\delta^{13}\text{C}$ variam muito para a mesma profundidade, como pode ser observado para os resultados do P2 e da seção intermediária do P3. Para o $\delta^{18}\text{O}$ os valores estão ainda mais dispersos, sendo os mais negativos na seção intermediária e os valores mais positivos nos *mudstones/marga* da seção basal.

b) Fraturas

Os resultados para as calcitas do preenchimento das fraturas variam de 2,47 a - 4,39‰ para o $\delta^{13}\text{C}$ e de -2,13 a -14,83‰ para o $\delta^{18}\text{O}$, conforme apresentado na TABELA 9 e no diagrama do GRÁFICO 4.

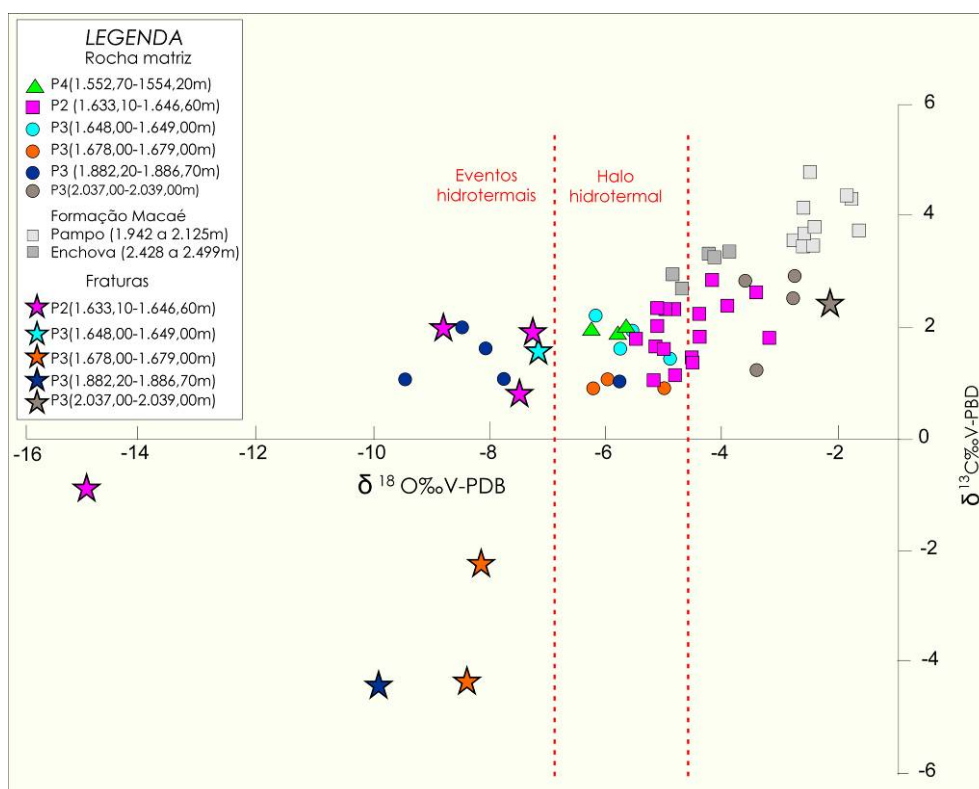
TABELA 9: Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ das calcitas das fraturas dos testemunhos.

| Local | Profund. (m) | Descrição | Mineral principal da Rocha Matriz | Tamanho da fratura | Mineral principal da fratura | $\delta^{13}\text{C}$ (‰) | $\delta^{18}\text{O}$ (‰) | Desvio $\delta^{13}\text{C}$ (‰) | Desvio $\delta^{18}\text{O}$ (‰) |
|---------|--------------|------------------------|-----------------------------------|--------------------|------------------------------|---------------------------|---------------------------|----------------------------------|----------------------------------|
| P2.G1fr | 1.639,50 | GSTPelBio | Calcita | 100µm a 2 cm | Calcita | 0,81 | -7,48 | 0,04 | 0,04 |
| P2.G2fr | 1.639,50 | GSTPelBio | Calcita | 50µm a 1 cm | Calcita | 1,94 | -7,26 | 0,04 | 0,06 |
| P2.I1fr | 1.641,50 | GSTPelBio | Calcita | 50µm a 1,5 cm | Calcita | 1,99 | -8,80 | 0,05 | 0,07 |
| P2.J1fr | 1.642,70 | GSTPelBio | Calcita | 50µm a 0,5cm | Calcita | -0,66 | -14,83 | 0,02 | 0,04 |
| P3.Kfr | 1.648,00 | RudOncBioPel | Calcita | 1 a 5 mm | Calcita | 1,57 | -7,16 | 0,03 | 0,05 |
| P3.lfr | 1.678,00 | GSTPelOncBio | Calcita | 20µm a 1,7 mm | Calcita | -2,22 | -8,16 | 0,10 | 0,09 |
| P3.J2fr | 1.679,00 | GSTPelOncBio | Calcita | 50µm a 0,5 cm | Calcita | -4,32 | -8,38 | 0,05 | 0,06 |
| P3.Hfr | 1.882,20 | GSTPelBio dolomitizado | Dolomita | 1,5 mm | Calcita | -4,39 | -9,90 | 0,03 | 0,04 |
| P3.Afr | 2.037,00 | MudBio | Dolomita/ Calcita | 50 a 400 µm | Calcita | 2,47 | -2,13 | 0,05 | 0,04 |

GRÁFICO 4: Diagrama de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ das calcitas de preenchimento de fraturas dos testemunhos dos poços P2 e P3.

O GRÁFICO 5 foi construído com todos os resultados e assim melhor compreender a variação isotópica do conjunto e seus significados. Com a finalidade de comparação foram acrescentados a esse mesmo gráfico os resultados isotópicos da Formação Macaé da Bacia de Campos, de idade albiana, obtidos por Robaina (1990) em amostras dos campos de petróleo de Pampo e Enchova.

GRÁFICO 5: Diagrama de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ da Formação Ponta do Mel (rocha matriz e fraturas).



Segundo Allan e Wiggins (1993) os valores estimados para os carbonatos marinhos do Cretáceo Inferior estariam situados em torno de 3‰ para o $\delta^{13}\text{C}$ e -1 e -2‰ para o $\delta^{18}\text{O}$. Valores diferentes desses indicariam alterações diagenéticas. Essas alterações modificam o sinal isotópico tornando-os mais leves para ambos isotópos. Choquette e James (1987) indicaram os campos dessas alterações à medida que o soterramento ocorre para os cimentos calcínicos. Allan e Wiggins (1993) indicaram os campos de variações isotópicas das dolomitas de acordo com a temperatura em que foram geradas. O diagrama esquemático da FIGURA 69 representa os campos desses dois autores e permite a comparação com os dados obtidos nesse trabalho.

Os valores apresentados para a Formação Ponta do Mel indicam que os sinais primários do ambiente marinho deposicional não foram preservados quando comparados com as indicações dos valores da FIGURA 69. A seção basal é a que mais se aproxima e que pode ser considerada como tendo o conteúdo isotópico primário menos alterado por eventos diagenéticos. A pequena variação para valores mais negativos pode ser explicada pela alteração por soterramento, sendo menor para o carbono e maior para o oxigênio, o qual, a partir do soterramento pode ter seu sinal apagado pelos eventos diagenéticos em função de sua maior facilidade de troca entre a fase sólida e líquida que percola nos sedimentos em profundidade. No caso da seção basal, composta por *mudstones*/margas, sedimentos mais finos, a troca seria menor em função da menor mobilidade da água presente em seus estratos.

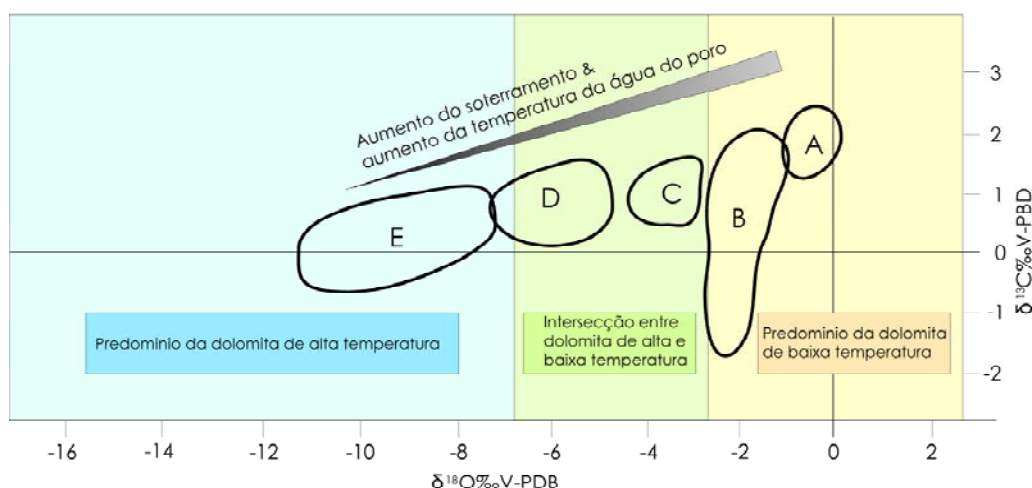


FIGURA 69: Diagrama esquemático composto a partir de Choquette e James (1987) e Allan e Wiggins (1993). Ambientes diagenéticos de Choquette e James (1987): (A) Ambiente marinho; (B) Ambiente meteórico; (C) Ambiente de mistura; (D) aumento sucessivo do soterramento do cimento calcítico espático; (E) aumento sucessivo para o ambiente de soterramento da dolomita em sela. As seções coloridas são as faixas isotópicas da dolomita de Allan e Wiggins(1993).

A seção intermediária, composta por *grainstones* dolomíticos (P3, 1.882,20 a 1.886,70m) apresenta resultados bastante negativos quando comparados aos *grainstones* não dolomitizados da seção superior e semelhante aos valores das calcitas das fraturas. Esses valores quando comparados aos valores da FIGURA 69 situam as dolomititas no campo das dolomititas de alta temperatura, indicando que o processo de dolomitização pode ter sido através de fluidos hidrotermais. A amostra P3.F é a exceção desse intervalo, a qual apresenta conteúdo isotópico semelhante

aos *grainstones* da seção superior. Pela descrição petrográfica dessa rocha (FIGURA 48), é a única amostra que apresenta faixa não dolomitizada intercalada com rocha dolomitizada, indicando que a passagem de rocha inalterada para a rocha dolomítica modifica o conteúdo isotópico para valores bem mais negativos, especialmente para o $\delta^{18}\text{O}$.

Para a seção superior, composta predominantemente por *GSTPe/OncBio* todos os valores são mais negativos tanto para o $\delta^{13}\text{C}$ como para o $\delta^{18}\text{O}$, quando comparados com o esperado para ambiente marinho (FIGURA 69) e quando comparados com os valores para o campo de Pampo. A dispersão também é alta para pequenas variações na profundidade. Quando se analisa os valores isotópicos em frente ao perfil litológico percebe-se que o sinal para o $\delta^{13}\text{C}$ e para o $\delta^{18}\text{O}$, tendem a ficar mais negativos para a rocha matriz em frente às zonas fraturadas do P2 (1.638,00 a 1.643,30m) e P3 (1.648,00m e 1.678,00-1.679,00m). A explicação seria a percolação dos fluidos hidrotermais nas fraturas alterando o conteúdo isotópico da rocha matriz nas suas proximidades, uma vez que, como visto na descrição das fraturas, a rocha foi quebrada e alterada quimicamente nas suas bordas. A essa alteração isotópica nas proximidades das fraturas denomina-se nesse trabalho de halo isotópico de alteração hidrotermal. Essa influência fica mais evidente no perfil isotópico da FIGURA 70 (linha vermelha), onde se observa a inflexão da curva exatamente em frente às zonas fraturadas. Essa interpretação condiz com as descrições das fraturas, as quais apresentam fase de *crack-seal* e bordas de reação.

Os resultados apresentados para os cimentos calcínicos dos preenchimentos das fraturas apresentam valores muito negativos para o $\delta^{18}\text{O}$, apesar de bastante dispersos. Essa variação nos valores isotópicos para as calcitas de fraturas pode ser indicativo de mais de um evento hidrotermal. Através do que foi observado em CL poder-se-ia inferir duas fases, sendo a primeira com grande variação na composição dos fluidos, que provocou zonação das calcitas nas bordas das fraturas (FIGURA 57) e uma segunda fase com fluido mais homogêneo e provável crescimento lento dos cristais de tamanho grosso, para o interior das fraturas. Uma exceção na tendência dos valores isotópicos das fraturas é a amostra P3.Afr cujo resultado situa-se no mesmo campo dos valores da rocha matriz. Pela descrição petrográfica essa fratura é menor que 1 mm, o que pode ser interpretado que, apesar da seletividade da amostragem, não foi possível a coleta apenas da calcita da fratura e

o resultado reflete a rocha matriz. Outra possibilidade seria relacionada à espessura da fratura ser tão pequena que o fluido que por ela percola sofre influência do fluido no interior dos poros da rocha matriz.

A alteração da rocha matriz pela influência do fluido que percola nas fraturas é dependente da velocidade do fluxo pela trama de fraturas; da temperatura do fluido (mais frio ou mais quente) em relação à rocha encaixante; da pressão do fluido (sobrepessurizado ou subpessurizado); da composição química do fluido e da porosidade existente na rocha encaixante. Essas alterações da rocha encaixante são indicativas da proximidade de alterações hidrotermais, principalmente em depósitos minerais do tipo MVT (*Mississippi Valley Type*). Os condutos hidrotermais podem ser rastreados através do halo de alteração do isótopo de oxigênio na rocha matriz (HOEFS, 2009).

No GRÁFICO 5 foram indicados os campos dos eventos hidrotermais e o campo para a alteração denominada halo hidrotermal. Dessa forma percebe-se que as amostras do P4 exibem conteúdo isotópico no campo do halo hidrotermal apesar de não apresentarem fraturas pela descrição macroscópica. Esse fato permite inferir que, apesar de não apresentarem fraturas, esse intervalo situa-se próximo às zonas fraturadas. Essa interpretação é corroborada pelas perdas de circulação que aconteceram nesse poço e pela baixa recuperação do testemunho do P4.

Também para o isótopo de carbono percebe-se uma grande variação nos valores das calcitas de preenchimento. Uma possível explicação para os valores negativos do $\delta^{13}\text{C}$ seria a associação das fraturas com matéria orgânica da face dos estilólitos, aos quais essas fraturas estão associadas, uma vez que o $\delta^{13}\text{C}$ é bastante influenciado pela atuação da produção orgânica, altamente fracionadora com relação ao isótopo de carbono.

Os valores do $\delta^{18}\text{O}$ mais negativos que -5,00‰ também poderiam ser interpretados como alterados por percolação de água meteórica. A sobreposição de eventos que alterem o conteúdo isotópico não pode ser negligenciada, pois tanto a percolação de água meteórica ou a percolação de fluidos com elevadas temperaturas levam o isótopo de oxigênio para valores mais negativos do que o ambiente marinho deposicional. Porém, um evento de percolação de águas meteóricas deveria alterar o conteúdo isotópico de forma mais pervasiva e não é o que se apresenta no caso das amostras analisadas da Formação Ponta do Mel, onde num intervalo de 14 metros a variação vai de -3,56 a -6,04‰ (P2).

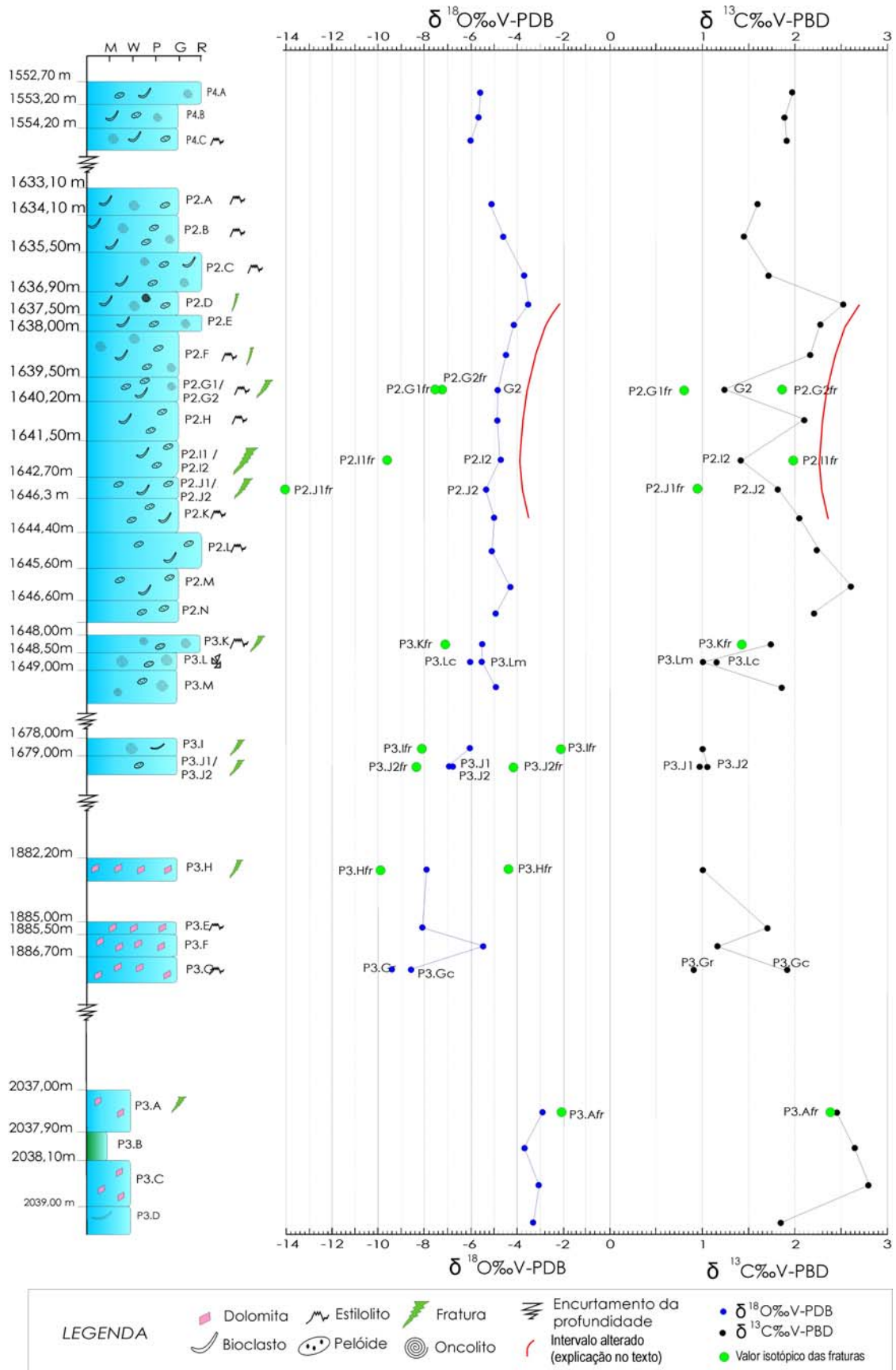


FIGURA 70: Perfil litológico dos poços P2, P3 e P4 associado à variação isotópica do carbono e oxigênio.

6.1.2.2 Elementos maiores e elementos traços

As análises químicas por FRX estão apresentadas na forma de curvas de variação ao lado do perfil litológico na FIGURA 71 e em tabelas no Apêndice III. As análises dos elementos Ca, Mg e Si confirmam as características petrográficas descritas no item 6.1.1, onde o Ca predomina na seção superior, o Mg aumenta nas rochas dolomíticas da seção intermediária e o Si possui maior conteúdo na seção basal, acompanhando o Fe, o Al e o K.

Além dos elementos maiores, descritos acima, em rochas carbonáticas, a análise dos elementos Sr, Fe, Mn, e Na podem auxiliar em interpretações do ambiente deposicional e das transformações diagenéticas.

O Sr apresenta valores entre 170 a 265 ppm para a seção superior onde predominam os *grainstones*, entre 118 a 136 ppm para as rochas dolomíticas e valores de até 353 ppm para os *mudstones*/margas da seção basal. O Sr assim como o Na tende a diminuir com a diagênese. No ambiente deposicional o conteúdo de Sr nos minerais carbonáticos variam de 8.000 a 10.000 ppm nas aragonitas, 1000 a 3000 ppm nas calcitas magnesianas e 1200 a 1600 ppm para as calcitas com baixo teor de magnésio. Os valores encontrados nas rochas carbonáticas antigas atingem apenas algumas centenas ou até algumas dezenas de ppm, denotando a forte diminuição com o soterramento e a diagênese (Tucker e Wright, 1990). Os valores da Formação Ponta do Mel apresentam baixo conteúdo de Sr para todas as amostras analisadas e as variações estão associadas ao processo diagenético. Apresentam conteúdo mais elevado para os *mudstones*/margas da base, onde a troca iônica é menor. Os menores valores ocorrem na seção intermediária das rochas dolomitizadas que passaram por recristalizações que além da substituição da calcita por dolomita também eliminaram o Sr da estrutura cristalina. A seção superior apresenta valores que refletem a diagênese que ocasiona a perda do Sr a partir de provável mineralogia de calcita magnesiana.

O Na varia de 1.261 a 1.632 ppm para a seção superior, de 371 a 593 ppm para a seção intermediária e 4.451 a 5.193 ppm para a seção basal, apresentando o mesmo comportamento que o Sr.

O Fe apresenta variação de 490 a 1259 ppm, e uma anomalia na amostra P2.11 com valor de 2.028 ppm, explicado pelo alto teor de pirita desta amostra

(análise petrográfica e DRX). Para a seção intermediária os valores situam-se entre 1818 a 2797 ppm. A seção basal apresenta alto conteúdo de Fe por tratar-se de seção composta por margas/mudstones, refletindo a composição mineralogia com alto percentual de feldspatos, quartzo e piritas. As rochas dolomitizadas apresentam também valores altos quando comparadas com as rochas não dolomitizadas da seção superior, denotando um processo diagenético mais intenso nessa seção. Tucker e Wright (1990) afirmam que o aumento do Fe e Mn ocorre com a diagênese, pois a água dos poros tende a ficar enriquecida nesses elementos quando comparados com a quantidade na água do mar de onde os carbonatos primários se depositaram.

Para o Mn os valores encontrados na seção superior situam-se entre 108 a 163 ppm, onde novamente a amostra P2.I1 é a que apresenta o maior valor (248 ppm), demonstrando que o processo de fraturamento aumenta também o conteúdo desse elemento químico. Para a seção intermediária os valores situam-se entre 736 e 852 ppm, compatível com a diagênese profunda e recristalização que aumenta os valores para o Mn. A seção basal apresenta até 635 ppm, podendo ser interpretada como tendo preservado o seu conteúdo primário deposicional.

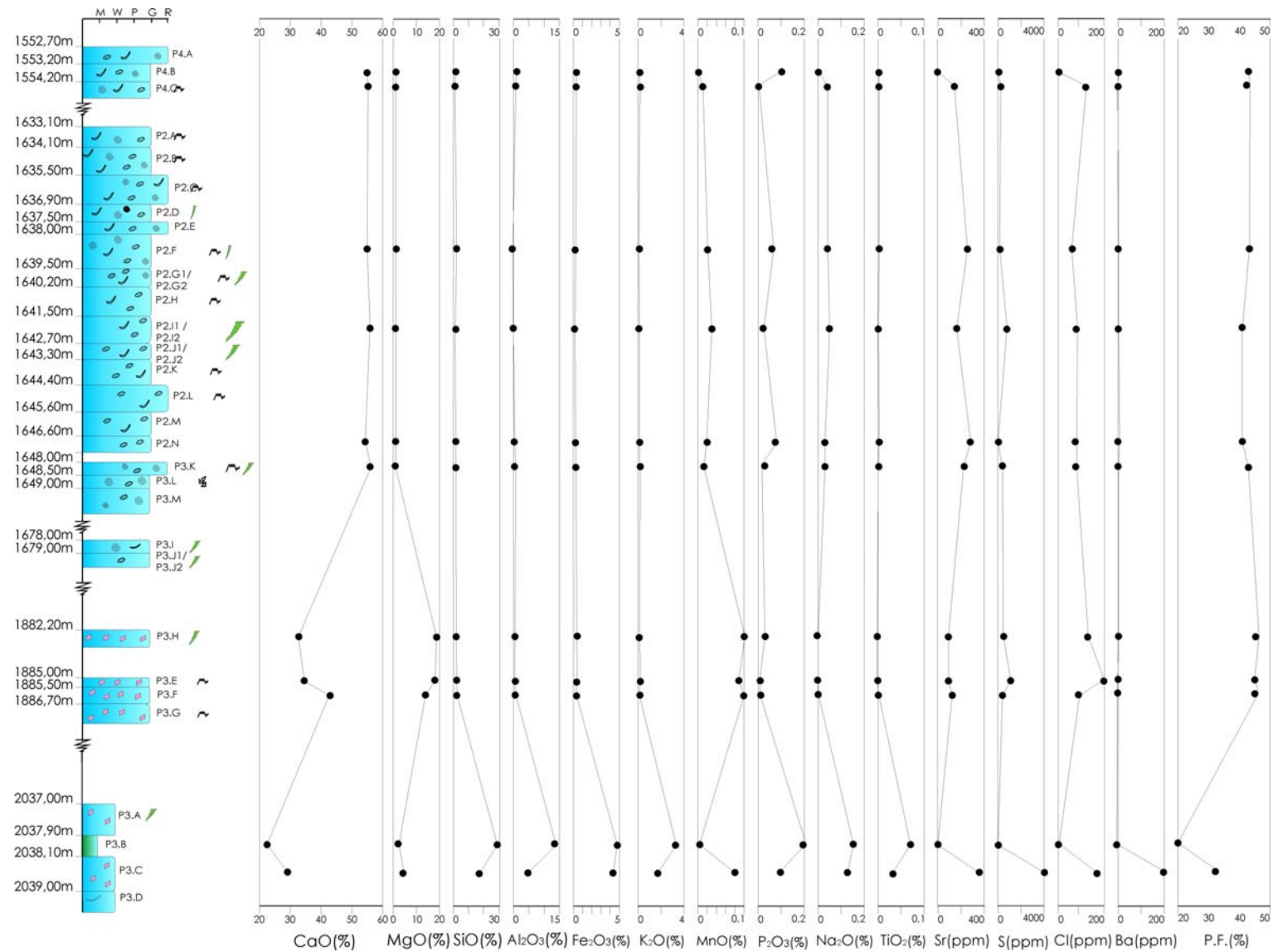


FIGURA 71: Perfil químico das amostras de rocha matriz dos testemunhos dos poços P2, P3 e P4.

6.2 CARACTERIZAÇÃO DAS AMOSTRAS DE CALHA

A preparação das amostras seguiu o procedimento descrito no Capítulo 4. A descrição em lupa, que precedeu a moagem para análises geoquímicas, teve como objetivo a caracterização de grãos e litotipos que pudessem definir o arcabouço deposicional a ser correlacionado com as amostras de testemunhos.

A análise de detalhe das amostras de calha do poço P1 permitiu caracterizar, além do arcabouço deposicional, os eventos modificadores pós-deposicionais. A posterior associação dessa descrição detalhada com as análises geoquímicas forneceu elementos para a construção da tardi-diagênese.

6.2.1 ANÁLISE MACROSCÓPICA

6.2.1.1 Arcabouço Depositional

As amostras de calha coletadas no poço P1 permitiram a caracterização do arcabouço deposicional, pois a descrição em lupa apresenta definição suficiente para a identificação da composição deposicional (oncolitos, pelóides, fragmentos de algas, etc), além de apresentar a vantagem de abranger toda a formação. A partir da descrição dos grãos predominantes e acessórios e das análises de DRX (APÊNDICE II) foi construído um perfil litológico para o poço P1, desde o contato da Formação Ponta do Mel com a Formação Açu, sotoposta, até o topo discordante com a Formação Ubarana.

No poço P1 a Formação Ponta do Mel divide-se em três intervalos com características distintas. Na seção basal, entre 1.998 e 2.006m, predomina a intercalação de *mudstones* e margas e com ocorrência subordinada de grãos de rochas siliciclásticas. O contato inferior com a Formação Açu foi marcado em 2.006m. Os *mudstones* do intervalo basal da Formação Ponta do Mel apresentam variações de cor na descrição em lupa, indo do creme esbranquiçado entre 2.079 a 2.106m ao marrom avermelhado no intervalo 2.016 a 2.070m (FIGURA 74). A

coloração avermelhada e a presença de grãos de siliciclásticos sugerem a presença de intervalo alterado por carstificação, o qual será abordado mais adiante (item 6.2.1.2.3). A seção intermediária, entre 1.737 e 1.998m, caracteriza-se por estar dolomitizada, com raras ocorrências de grãos de *grainstones* identificados. Na descrição em lupa, os cristais de dolomita apresentam-se na forma maciça, anédrica, ou na forma euédrica/subédrica e brilho vítreo. As cores variam de creme claro na textura maciça a amarelo citrino no hábito euédrico, com ocorrência pontual de grãos com coloração rosada e incolor (FIGURA 73). A textura euédrica apresenta porosidade intercrystalina. Para o topo da Formação Ponta do Mel, a alteração por dolomitização diminui, tanto pela descrição em lupa, como pelas análises de DRX, e os fragmentos de *grainstones* apresentam-se na cor creme claro a branco, com a presença grãos aloquímicos. A FIGURA 72 apresenta o aspecto geral desses fragmentos. Próximo ao contato com a Formação Ubarana observa-se aumento da quantidade de pirita nas amostras, corroborada pelas análises de DRX.

O perfil litológico e mineralógico (FIGURA 75) mostra as variações das rochas e dos minerais descritos acima. A rocha no perfil litológico está representada pelos grãos predominantes, mesmo que a amostra contenha grãos de outras rochas, as quais foram denominadas de acessórios, no sentido que estão presentes em menor quantidade. A pirita é o mineral acessório descrito em muitas amostras ao longo de todo o perfil analisado.

No perfil mineralógico (FIGURA 75) foram representados os minerais identificados por análise de DRX (APENDICE II), cujo percentual de cada mineral na amostra é avaliado de forma semi-quantitativa.

As amostras 44, 45 e 46 apresentam alto percentual do cimento utilizado como tampão contra a perda de circulação de fluido de perfuração ocorrida no poço nos intervalos assinalados e foram descartadas na construção dos perfis litológicos e mineralógicos.

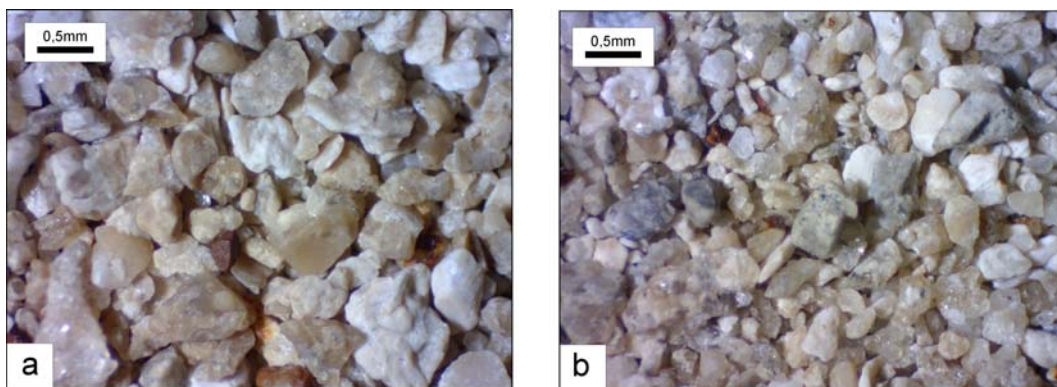


FIGURA 72: Fotomicrografias do aspecto geral das amostras do intervalo superior da Formação Ponta do Mel, com predominância de *grainstones*. **(a)** amostra na profundidade 1.710m; **(b)** amostra na profundidade 1.674m.

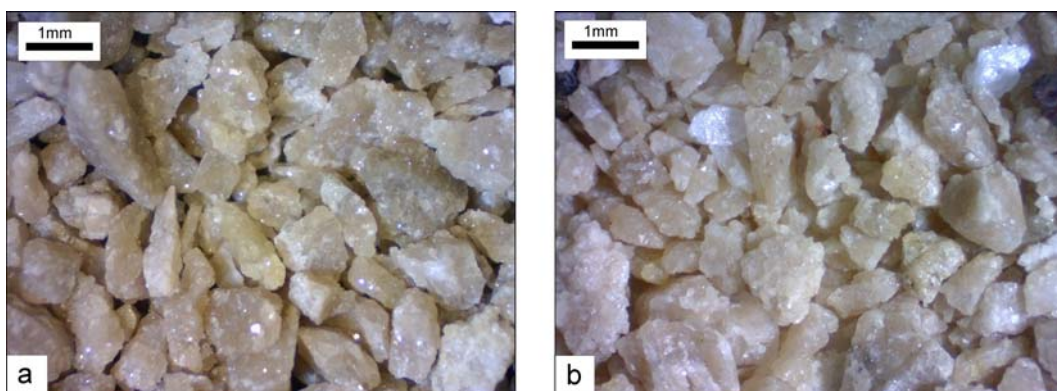


FIGURA 73: Fotomicrografias do intervalo intermediário com rochas dolomíticas. **(a)** amostra profundidade 1.818m; **(b)** amostra na profundidade 1.908m.

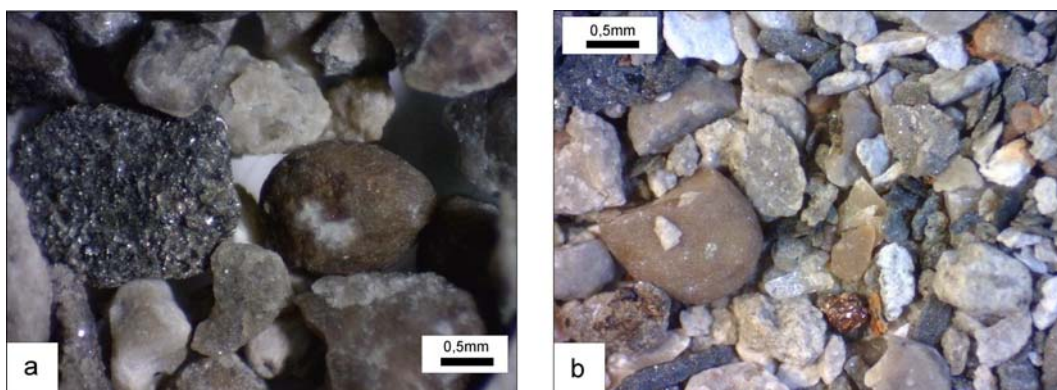


FIGURA 74: Fotomicrografias do intervalo basal da Formação Ponta do Mel. **(a)** amostra na profundidade 2.070m; **(b)** amostra na profundidade 2.034m.

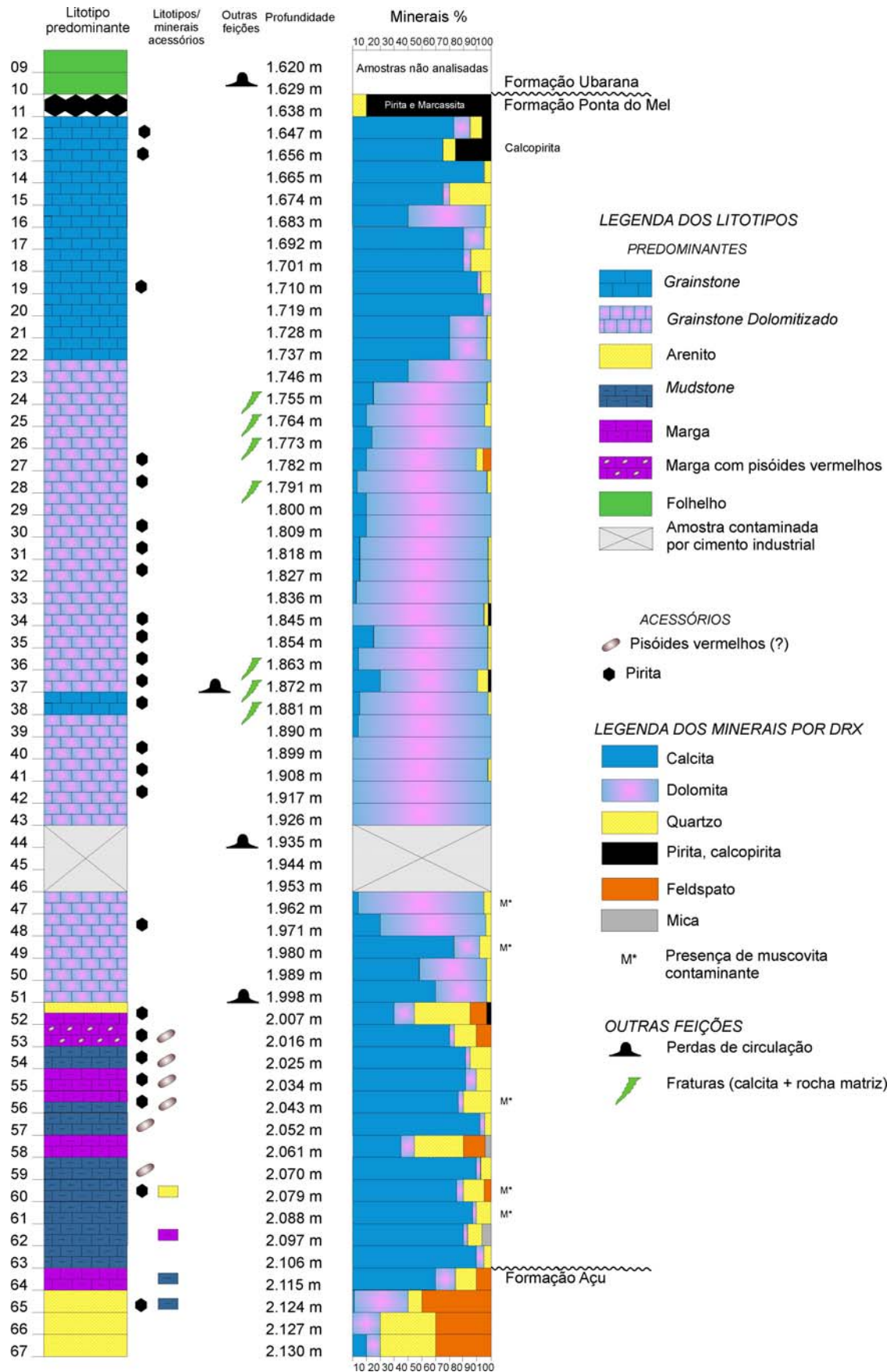


FIGURA 75: Perfil litológico do poço P1 baseado em descrição de amostras de calha e análises semi-quantitativas de DRX.

Os *grainstones* foram caracterizados no poço P1 através dos grãos e compõem-se de pelóides, bioclastos e prováveis oncolitos (*GSTPelOncBio*) (FIGURA 76).

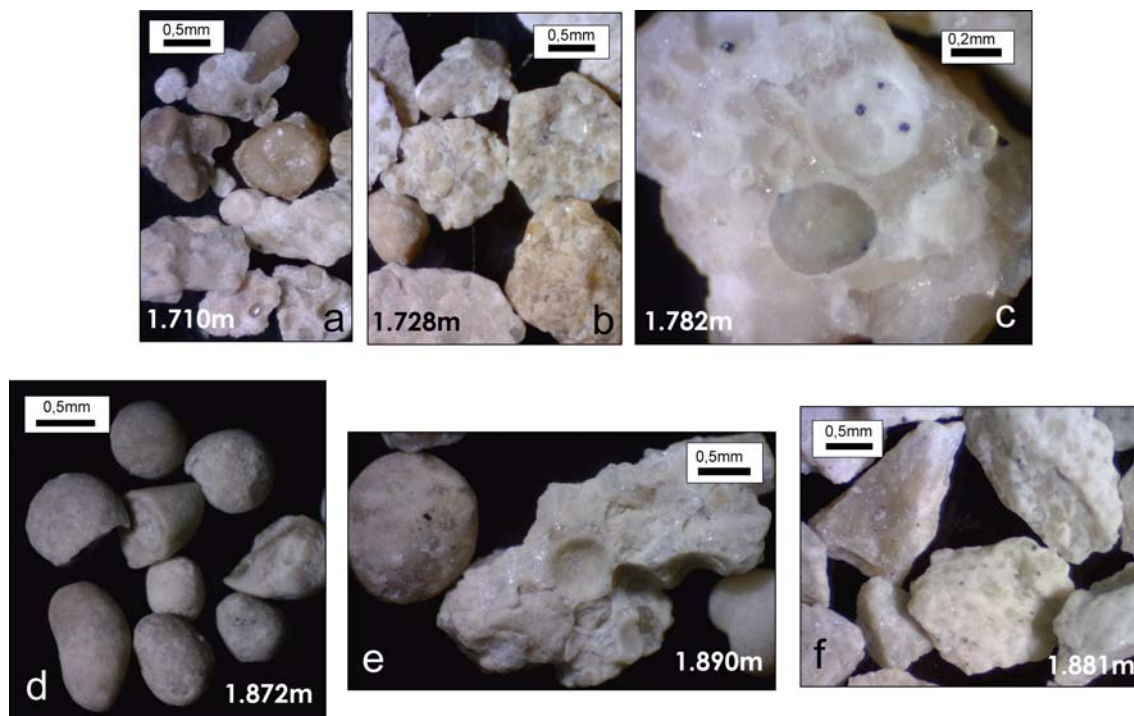


FIGURA 76: Grãos de *grainstones* selecionados das amostras de calha. Predominam os oncolitos (?), pelóides e os bioclastos.

6.2.1.2 Feições e processos diagenéticos

Além da descrição do grão predominante também foram descritos os fragmentos acessórios, a fim de determinar possíveis alterações no arcabouço original da rocha.

6.2.1.2.1 Dolomitização

As rochas dolomíticas no poço P1 foram identificadas entre o intervalo 1.737 e 1.998m. Em toda a seção apresenta-se de forma bastante homogênea, com as

texturas maciças e euédricas gradando uma para outra, observação realizada no mesmo fragmento de amostra (FIGURA 77).

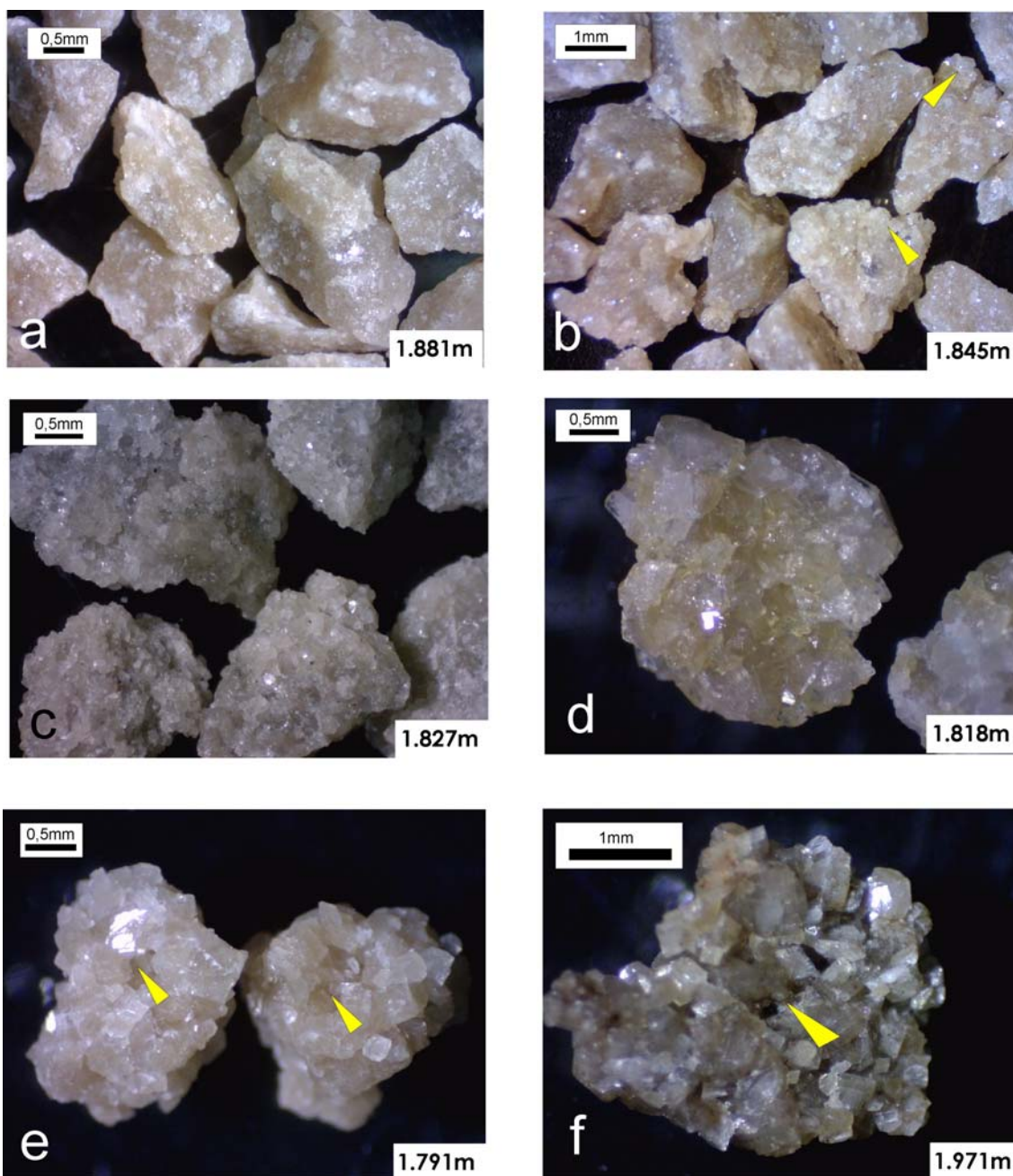


FIGURA 77: Fotomicrografias dos grãos de dolomita do intervalo intermediário da Formação Ponta do Mel. **(a)** predominância da textura maciça e cor creme claro; **(b)** textura maciça e textura euédrica (setas amarelas) em um mesmo fragmento; **(c)** predominância da textura euédrica e incolor; **(d)** detalhe da textura euédrica e cores amarelo claro e incolor; **(e)** e **(f)** porosidade intercrystalina (setas amarelas).

A coloração das dolomitas apresenta grande variação, indo desde incolor até creme claro/creme escuro, e grãos com cores amarelo e rosado. As texturas são maciça a euédrica, onde observa-se porosidade intercrystalina (FIGURAS 77.e e

77.f). Para a avaliação dessa porosidade foram realizadas 7 análises através de microtomografia de RX (μ CT) em grãos das amostras da seção dolomitizada. A porosidade por μ CT variou entre 0,09 a 21,48% (TABELA 10), sendo as maiores porosidades associadas às texturas subédricas/euédricas. A FIGURA 78 apresenta dois exemplos da avaliação por microtomografia, onde são realizadas várias seções tomográficas e integradas para quantificação do volume poroso. Os poros são vulgares em formato alongado ou subesférico com os cristais euédricos crescendo para o interior.

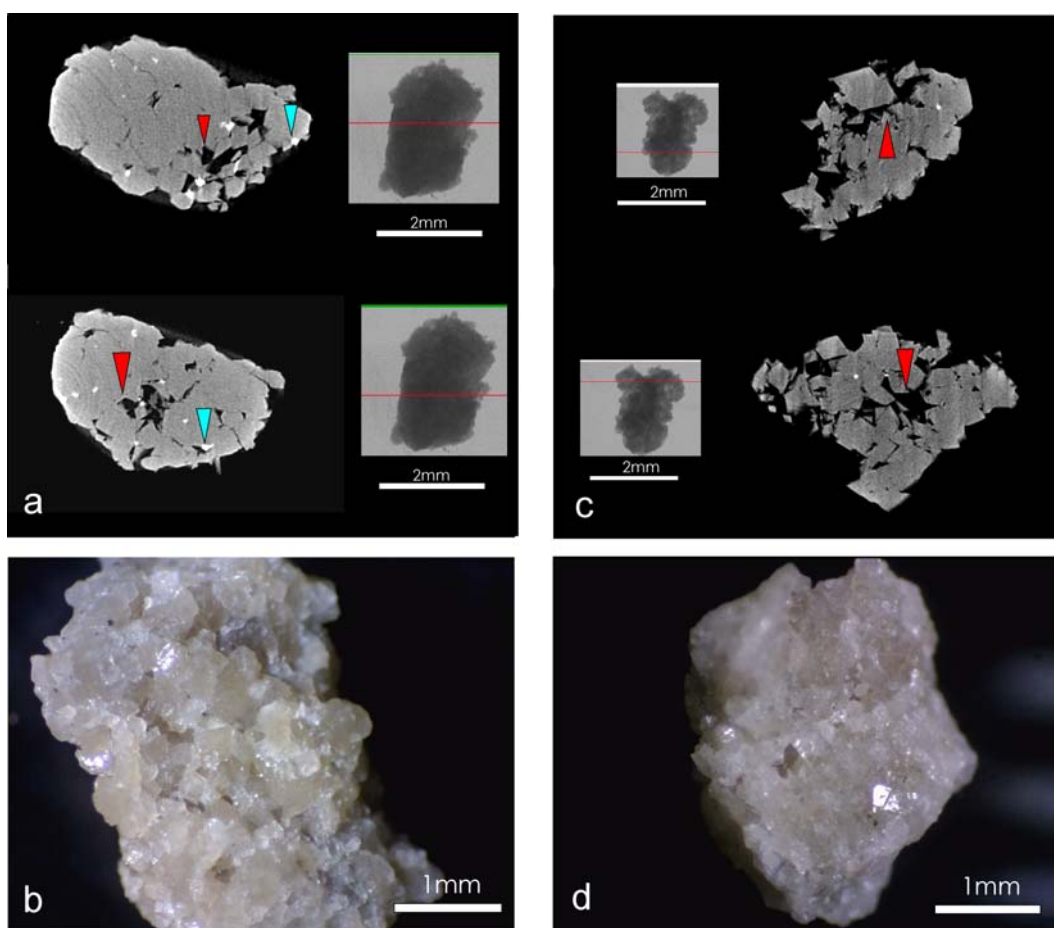


FIGURA 78: Seções microtomográficas para avaliação da porosidade. **(a)** e **(b)** amostra 48 (1.971m) com 12,83% de porosidade; **(c)** e **(d)** amostra 24 (1.755m) com 21,48% de porosidade. As setas vermelhas e azuis indicam o espaço poroso e os minerais densos (pirita), respectivamente. Fotomicrografias dos grãos com texturas subédricas em **(b)** e **(d)**.

TABELA 10: Valores de porosidade medidas por μ CT em amostras do P1.

| Amostra | Profundidade (m) | Porosidade(%) |
|---------|------------------|---------------|
| 24 | 1.755 | 21,48 |
| 28 | 1.791 | 2,77 |
| 32 | 1.827 | 0,09 |
| 36 | 1.863 | 0,52 |
| 39 | 1.890 | 4,77 |
| 42 | 1.917 | 6,10 |
| 48 | 1.971 | 12,83 |

Para o estudo de possíveis gêneses diferenciadas para a dolomitização desse espesso intervalo, elaborou-se o diagrama do Grau de Ordenamento (I) a partir da análise das principais reflexões da dolomita no difratograma de Raios-X. A técnica consiste em identificar o valor do espaçamento d em Angstrom dos planos d104, d015 e d110 e construir um gráfico onde no eixo da abscissa consta o Grau de Ordenamento ($d015/d110$) e no eixo das ordenadas a reflexão principal da dolomita (d104), conforme FIGURA 79.

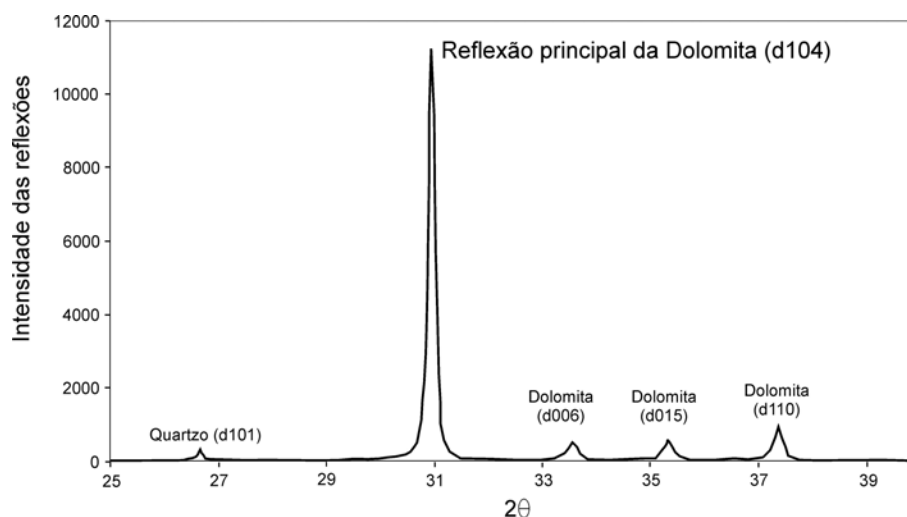
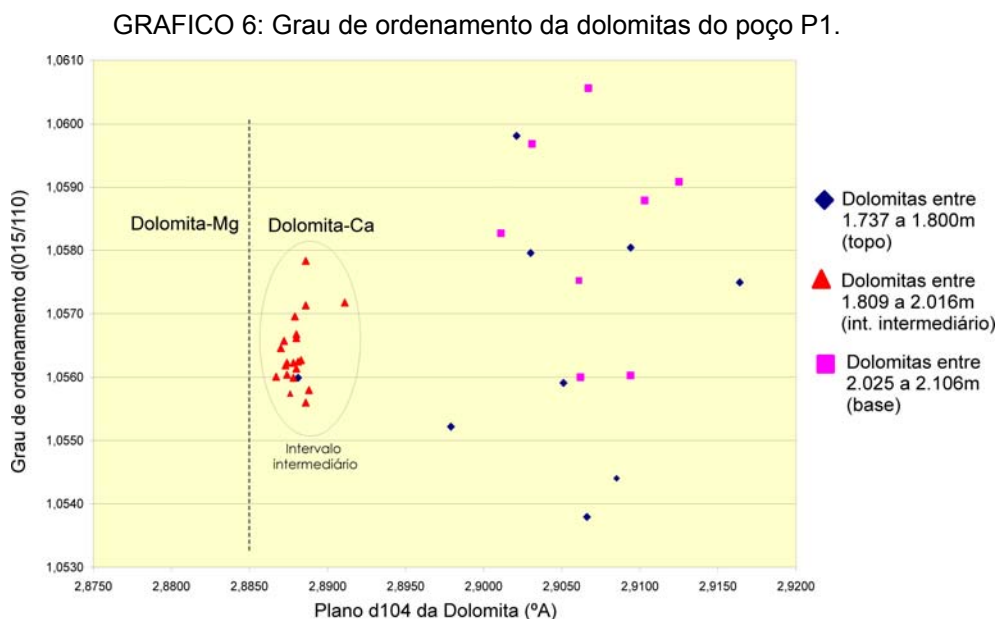


FIGURA 79: Reflexões principais da dolomita. A reflexão do Quartzo é um padrão para assegurar a qualidade do difratograma. Modificado de Zorlu, 2007.

O resultado dessa análise para o P1, apresentado no GRÁFICO 6, mostra que as dolomitas do intervalo intermediário estão próximas da estequiometria, pois o valor da dolomita chamada “ideal” ou estequiométrica é $d104 = 2,886 \text{ \AA}$ e o grau de ordenamento nos planos $d015/d110 \approx 1$.

O GRÁFICO 6 apresenta a distinção entre os intervalos, sendo a seção intermediária mais ordenada e menos calcítica e o topo e a base menos ordenados, com alto grau de dispersão dos dados e com alto conteúdo em cálcio. As dolomitas do topo e da base ocorrem de forma bastante subordinada no perfil (FIGURA 75) e podem refletir dolomitização incipiente, diferente da seção intermediária.



6.2.1.2.2 Fraturas

As amostras de calha, pelo tamanho dos fragmentos, não podem ser utilizadas na caracterização de estruturas deposicionais como acamamentos, tipos de contatos, etc. Porém, a análise detalhada dos fragmentos, associada com as análises geoquímicas (item 6.4) e correlação com as calcitas das fraturas dos testemunhos, permitem a identificação de grãos compostos pela rocha e por calcita com hábito diferente dos cimentos diagenéticos dos grãos (FIGURA 80). Estas calcitas foram interpretadas como de preenchimento de fraturas. Apresentam-se em cristais grossos, incolores, e por vezes com hábito romboédrico. Para assegurar que são calcitas de fraturas foram consideradas apenas os cristais unidos aos grãos do arcabouço.

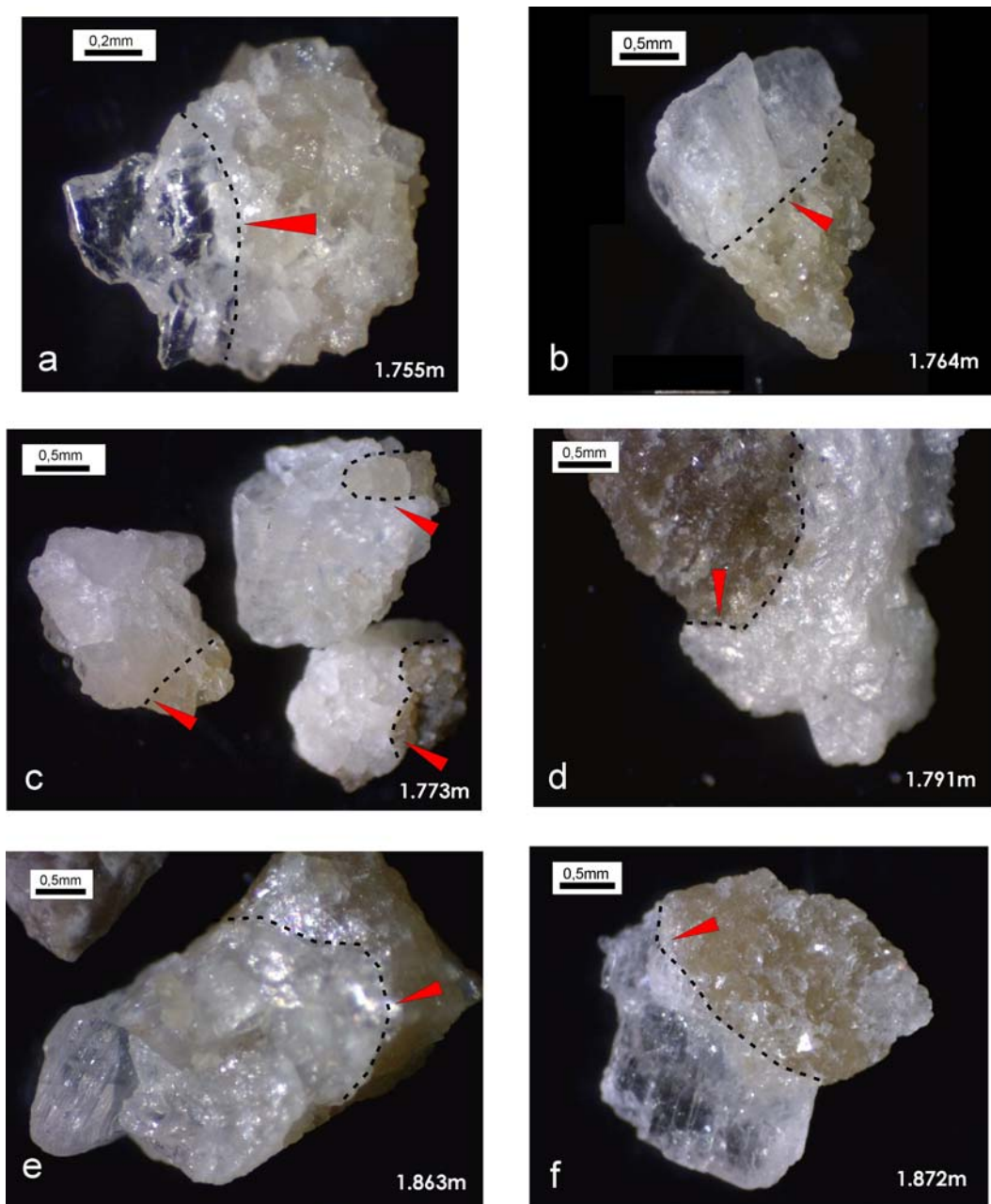


FIGURA 80: Fotomicrografias dos grãos compostos de rocha matriz (dolomítica) e de calcita de preenchimento de fraturas (indicação do contato pela linha preta tracejada sinalizada pela seta vermelha). Algumas variações na coloração e hábito, em (a) calcita incolor; (b) calcita incolor a leitosa com crescimento perpendicular ao contato com a porção dolomítica; (c) calcita leitosa, cristais em mosaico, tamanho grosso; (d) calcita leitosa; (e) calcita incolor com cristais grossos e faces planares e (f) calcita incolor com crescimento perpendicular ao contato com a porção dolomítica.

A identificação da rocha dolomítica e da calcita presente nos grãos da FIGURA 80 foi realizada em microscópio eletrônico de varredura (MEV) e mapeamento químico por EDS. As imagens c e d da FIGURA 81 mostram o mapa químico dos elementos Mg e Ca, respectivamente. Na imagem 81.c a cor rosa é forte quando é detectado o elemento magnésio e a imagem 81.d apresenta a cor

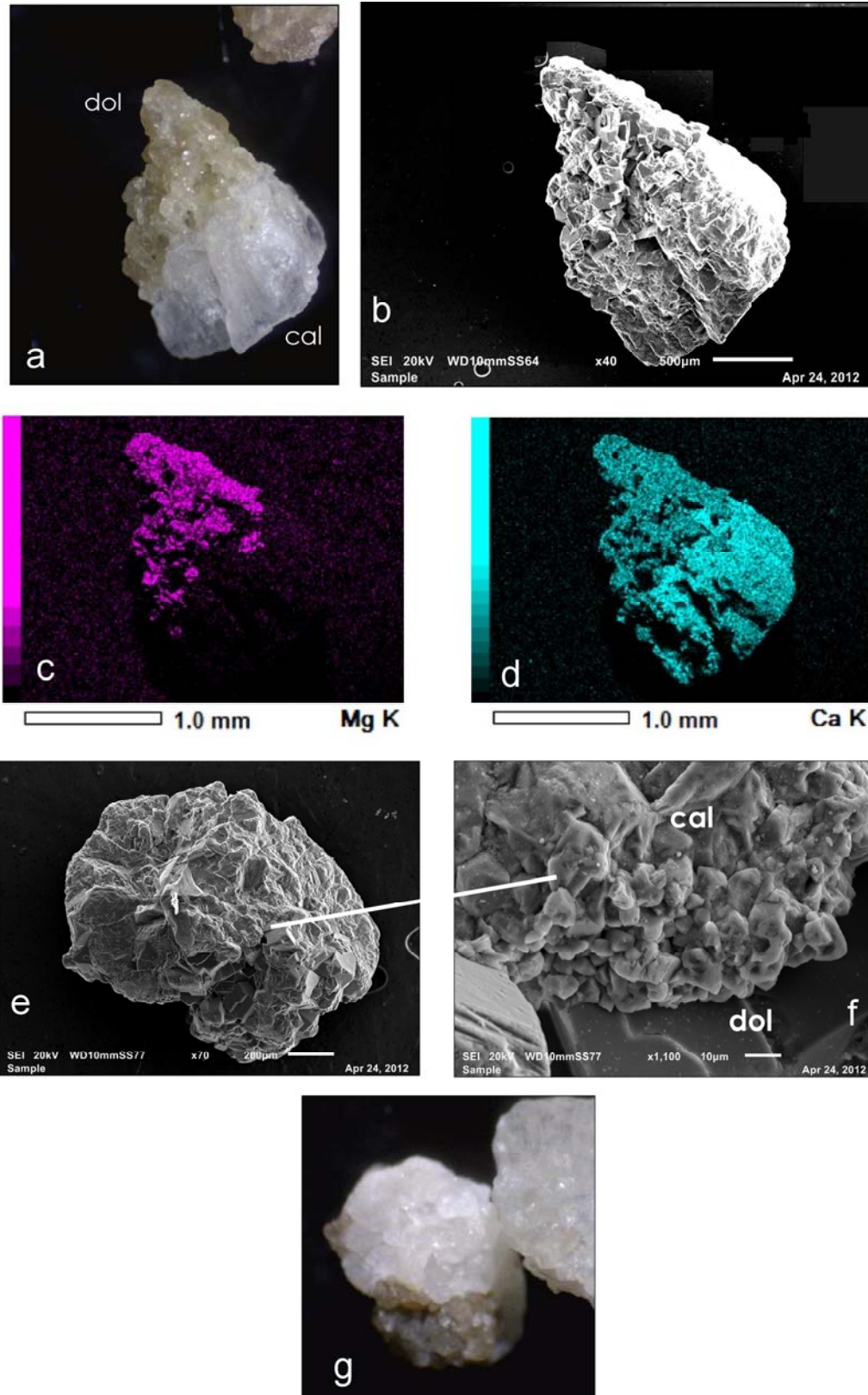


FIGURA 81: Análises por MEV e EDS. **(a)** fotomicrografia do grão selecionado na profundidade 1.764m; **(b)** imagem em MEV do mesmo grão; **(c)** e **(d)** imagens do mapeamento químico dos elementos magnésio e cálcio respectivamente, mostrando a composição mineralógica entre a parte dolomítica e a parte calcítica; **(e)** imagem em MEV do grão na profundidade 1.773m e em **(f)** o detalhe do contato entre a parte dolomítica (dol) e a parte calcítica (cal); **(g)** fotomicrografia do mesmo grão em **(e)**.

azul quando existe o elemento cálcio. Desta forma distinguem-se os minerais calcita e dolomita. As imagens em MEV mostram também os hábitos das calcitas e dolomitas (FIGURA 81).

6.2.1.2.3 Carstificação

No intervalo 2.007 a 2.070m parte significativa dos grãos das amostras apresenta cor vermelha a marrom-avermelhada, associados com grãos de arenitos, margas e *mudstones* (FIGURA 82). A presença de grãos de rochas siliciclásticas intercalada a sedimentos carbonáticos é sugestiva de sedimentos alóctones, trazidos para o local por percolação de água meteórica ou rios subterrâneos, o que poderia ser interpretado como um paleocarste, originado por exposição subárea em momento de rebaixamento relativo do nível do mar. A exposição subaérea associada com períodos áridos pode dar origem a formação de paleossolos (caliches), os quais, se desenvolvidos em terrenos carbonáticos consistem de crostas duras, marrom-avermelhadas a alaranjadas e irregulares. Um dos constituintes são os pisóides ou pisolitos, que possuem tamanhos maiores que 2 mm, subesféricos a elipsoidais, com estruturas concêntricas, compostas de carbonato de cálcio predominantemente e com oxidação ferruginosa.

Paleossolos do tipo caliche foram descritos na Formação Jandaíra, plataforma carbonática turoniana da Bacia Potiguar, como material friável de cor marrom avermelhado, tendendo para o branco e sob a forma de nódulos, com cobertura de grãos terrígenos, como o quartzo e o feldspato (SILVA, 2007).

Os grãos vermelhos descritos nas amostras entre o intervalo 2070 a 2016m apresentam formato elipsoidal, arredondados e também irregulares, muitas vezes com bandas concêntricas de coloração vermelho claro a esbranquiçado, envoltos por matriz arenítica, assemelhando-se à descrição feita por Silva (2007). Foram realizadas análises por MEV e EDS em alguns grãos vermelhos, as quais confirmaram a presença de quartzo, feldspato e zircão envolvendo os grãos de composição carbonática. Alguns possuem quartzo em seu interior e o elemento Fe também detectado pelo EDS. A composição mineralógica e química, bem como as

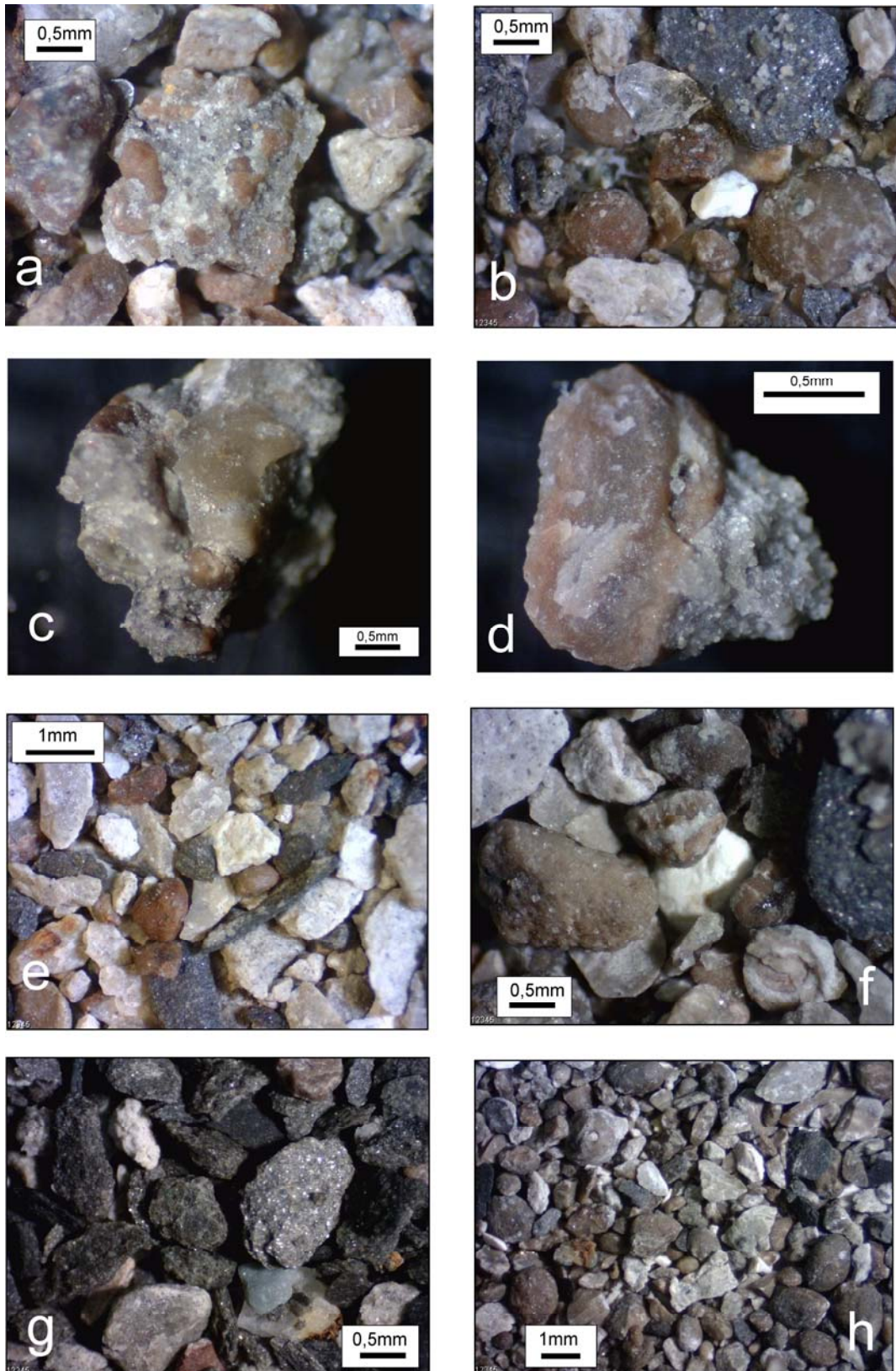


FIGURA 82: Fotomicrografias. **(a)** grãos vermelhos (pisóides ?) com matriz arenítica, profundidade 2.016m; **(b)** profundidade 2.016m, grãos vermelhos, *mudstones* creme e folhelho cinza; **(c)** e **(d)** detalhe dos grãos vermelhos com matriz arenítica, profundidade 2.016m; **(e)** e **(f)** profundidade 2.052m, grãos marrons e vermelhos e *mudstones* creme acinzentado; **(g)** profundidade 2.061m, folhelhos cinza, arenito e *mudstones*; **(h)** profundidade 2.070m aspecto geral de todos os grãos da amostra.

características descritas em lupa sugerem que tenham sido formados em ambiente de exposição subárea, muito provavelmente em perfil de paleossolo, terem migrado para o interior das cavidades e posteriormente terem sido cimentados juntamente com material terrígeno.

Os grãos considerados como de preenchimento de caverna ocorrem em intervalo estimado de 50 metros, o que sugere nível de carstificação epigênica, do tipo singenética, formada logo após a deposição.

A partir dessas observações foi construído um perfil idealizado da carstificação epigênica nesse intervalo (FIGURA 83), onde esses sedimentos siliciclásticos são interpretados como provável depósito de preenchimento de cavernas e os grãos vermelhos podem ter sido originados em perfil de solo acima e levados para o interior das cavidades.

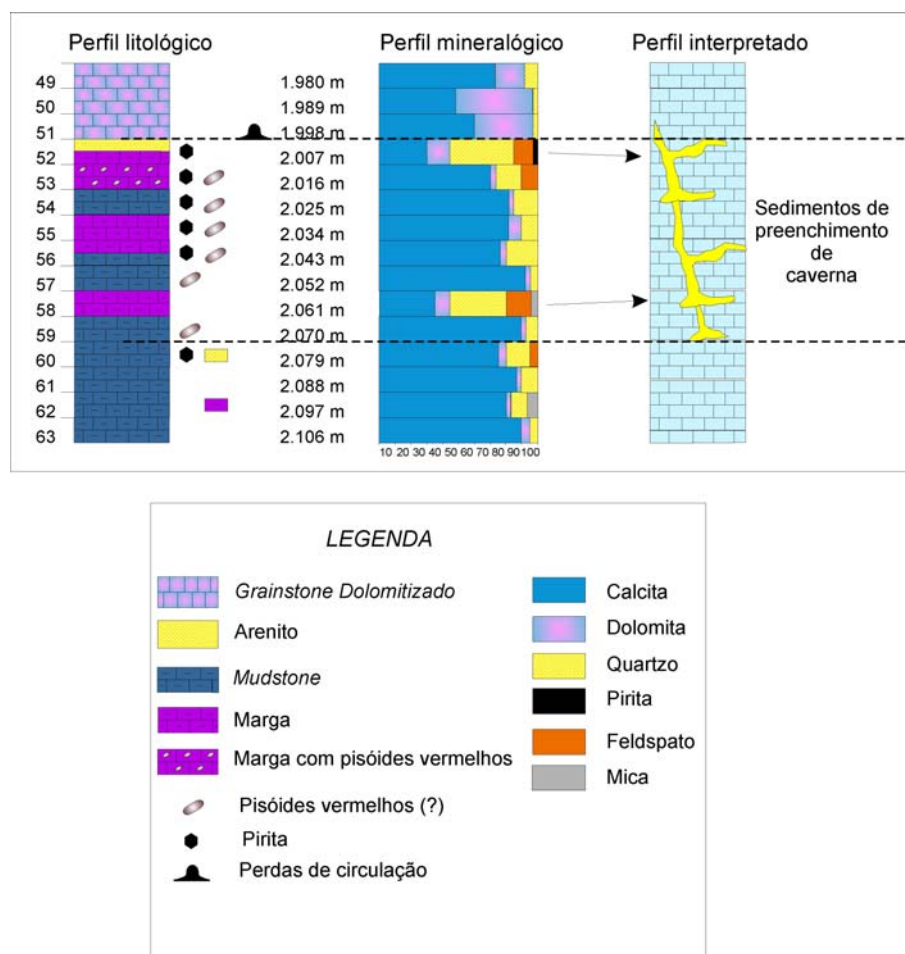


FIGURA 83: Desenho esquemático de intervalo carstificado interpretado a partir dos perfis litológico e mineralógico.

6.2.2 ANÁLISE GEOQUÍMICA

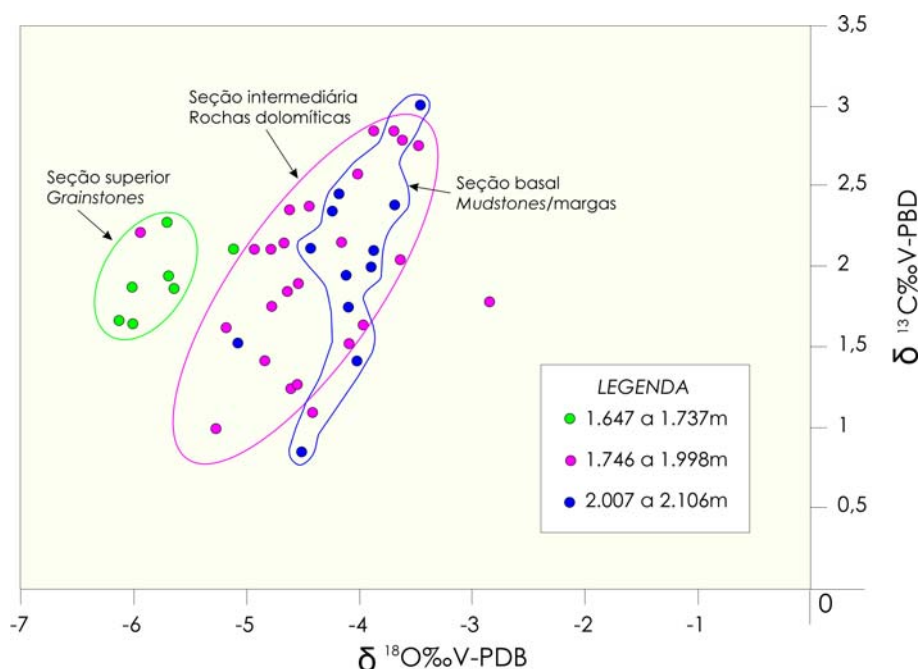
6.2.2.1 Isótopos de carbono e oxigênio

A análise isotópica foi utilizada na caracterização das amostras do poço P1, a partir do conteúdo total dos fragmentos de rocha pulverizados, além de análises de grãos isolados para a caracterização de material de preenchimento de fratura.

a) Rocha matriz

A rocha matriz no poço P1 foi definida como sendo o material pulverizado do conteúdo total dos grãos de cada amostra (APÊNDICE V). Para toda a seção Ponta do Mel, os resultados das análises da rocha matriz situam-se entre 0,61 e 3,01‰ para o $\delta^{13}\text{C}$ e entre -6,13 e -2,84‰ para o $\delta^{18}\text{O}$. Os resultados isotópicos estão apresentados no GRÁFICO 7 e foram agrupados pelas seções superior, composta predominantemente por *grainstones*; seção intermediária, composta por rochas dolomíticas e a seção inferior composta por *mudstones* e margas.

GRAFICO 7: Diagrama de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ das amostras do P1.



A tendência exibida pelos dados no GRÁFICO 6 é inversa ao apresentado por Choquette e James (1987) na FIGURA 69, onde o isótopo de oxigênio e carbono ficariam mais leves com o soterramento e aumento da temperatura da água dos poros. As razões atribuídas a essa diferença residem em histórias evolutivas e diagenéticas particulares para cada intervalo, alterando o sinal isotópico primário de maneira única em cada um, como será abordado em seguida.

A seção basal da Formação Ponta do Mel, composta por *mudstones* intercalados com margas, conforme descrições do item 6.2.1.1, apresenta variação entre 0,61 e 3,01‰ para o $\delta^{13}\text{C}$ e entre -5,35 e -3,49‰ para o $\delta^{18}\text{O}$. Nesse intervalo as curvas dos isótopos de oxigênio e carbono apresentam covariação positiva. Essa tendência, aliada ao fato da seção ser composta por depósitos pelágicos, foi considerada adequada para interpretações das variações relativas do nível do mar. Depósitos de águas profundas são utilizados com maior confiabilidade para as análises das variações relativas do nível do mar, pois com o soterramento ocorre predominantemente a saída de água dos estratos pouco porosos, preservando o fluido original da deposição e impedindo trocas isotópicas significativas durante a diagênese.

O isótopo de carbono é o mais utilizado nas análises de variações relativas do nível do mar, pois reflete as variações do fluxo de soterramento da matéria orgânica, rica no isótopo mais leve (^{12}C). Quando o soterramento da matéria orgânica ocorre em condições que a preservem nos sedimentos há a diminuição do isótopo leve do carbono disponível na água oceânica e os sedimentos carbonáticos apresentarão aumento no $\delta^{13}\text{C}$. Essa condição acontece em subidas do nível relativo do mar. Durante a queda do nível relativo do mar, a redução da área do fundo marinho aliada à erosão de sedimentos previamente depositados e a exposição das margens da bacia conduzem a uma redução do fluxo de soterramento do carbono orgânico e à oxidação da matéria orgânica previamente depositada, ocasionando a queda nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (JARVIS *et al.* 2006). Pelo exposto as subidas relativas do nível do mar coincidem com excursões positivas do $\delta^{13}\text{C}$ e as descidas relativas do nível do mar relacionam-se com os picos negativos.

Para verificar as variações positivas e negativas dos isótopos de carbono e oxigênio e as possíveis interpretações das variações relativas do nível do mar, os dados foram apresentados com relação à profundidade e em conjunto com o perfil litológico (FIGURA 84).

A partir da análise da FIGURA 84 duas excursões negativas do $\delta^{13}\text{C}$ (*EN-1* e *EN-2*) foram marcadas na seção basal. O topo dessa seção apresenta, além dos *mudstones* e margas, os grãos característicos de depósitos de preenchimento de caverna, denotando nível de carstificação singenética associada a rebaixamentos do nível relativo do mar. Essas características do intervalo podem ser associadas às duas excursões negativas (*EN-1* e *EN-2*). A excursão negativa *EN-2* coincide com o topo da seção de *mudstones*/margas e marca também o ponto de mudança do nível relativo do mar, podendo sinalizar a regressão da linha de costa a partir desse local.

Na seção de rochas dolomíticas a ausência da covariação entre o isótopo de carbono e oxigênio sugere que o processo de recristalização das rochas precursoras tenha alterado o sinal isotópico primário. A percolação intensa de água nos poros para que haja a substituição do cálcio pelo magnésio, pode provocar também a troca isotópica, principalmente do oxigênio, abundante nos fluidos dos poros. Nessa seção as variações isotópicas foram interpretadas levando-se em consideração as alterações diagenéticas para o $\delta^{18}\text{O}$, e o nível relativo do mar para o $\delta^{13}\text{C}$, de forma inferida.

A curva de oxigênio na seção dolomítica apresenta tendência a ficar mais leve para topo e exibe dois picos negativos em 1.737m e 1.800 m. Essa seção, além da alteração pelo processo de dolomitização, apresenta também as feições de fraturamento interpretadas a partir dos grãos de rocha dolomítica com cimento calcítico, sinalizadas no perfil da FIGURA 84 em 1.755 a 1.791m e 1.863 a 1.891m. A análise do isótopo de oxigênio dessas calcitas mostra conteúdo muito negativo corroborando a interpretação de calcitas de preenchimento de fraturas, como será abordado mais adiante. Apesar da quantidade das calcitas de preenchimento de fraturas ser pequena na composição das amostras de calha, o sinal isotópico pode estar alterado na forma de halo hidrotermal, como observado nas amostras de testemunhos. A tendência de depleção do isótopo leve para o topo e com dois eventos negativos (1.737m e 1.800m) muito próximos ao local onde foram observadas as fraturas nas amostras de calha pode estar relacionada aos eventos hidrotermais.

O isótopo de carbono na seção de rochas dolomíticas apresenta pouca variação e os valores situam-se em torno de 2‰. Dois intervalos (1.782m e 1.881m) apresentam valores mais negativos para o carbono. Considerando-se que essas excursões negativas encontram-se em frente à descrição de material siliciclástico no

perfil mineralógico, é provável que sejam níveis de exposição subaérea, sinalizadas no perfil da FIGURA 84 como *EN-3* e *EN-4* de forma inferida. Não se descarta, porém que sejam sinais alterados pela também pela presença de material calcítico de preenchimento de fratura. Paleocarstes são zonas preferenciais para fraturamentos posteriores e dessa forma o sinal isotópico representaria o somatório desses eventos. Com exceção dessas duas excursões negativas, a curva para o carbono varia muito pouco e por essa razão pode-se interpretar que o nível relativo do mar durante a deposição desse intervalo manteve-se constante e que a construção carbonática nesse período foi agradacional até o topo no contato com a Formação Ubarana.

Na seção superior, composta por *grainstones*, a curva de oxigênio apresenta-se com pouca variação e valores em torno de -6‰. Nesse intervalo ocorrem fragmentos de rochas siliciclásticas que podem indicar feições de exposição subaérea a exemplo do que acontece na seção basal. Próximo ao topo, a presença abundante de pirita e calcopirita, logo abaixo do contato com a Formação Ubarana, indicam a fase de mineralização dos fluidos hidrotermais ascendentes quando encontram o selo efetivo formado pelos folhelhos sotopostos. Esse intervalo pode estar apresentando sinal da sobreposição dos dois eventos, atenuado pelo tipo de análise em rocha total.

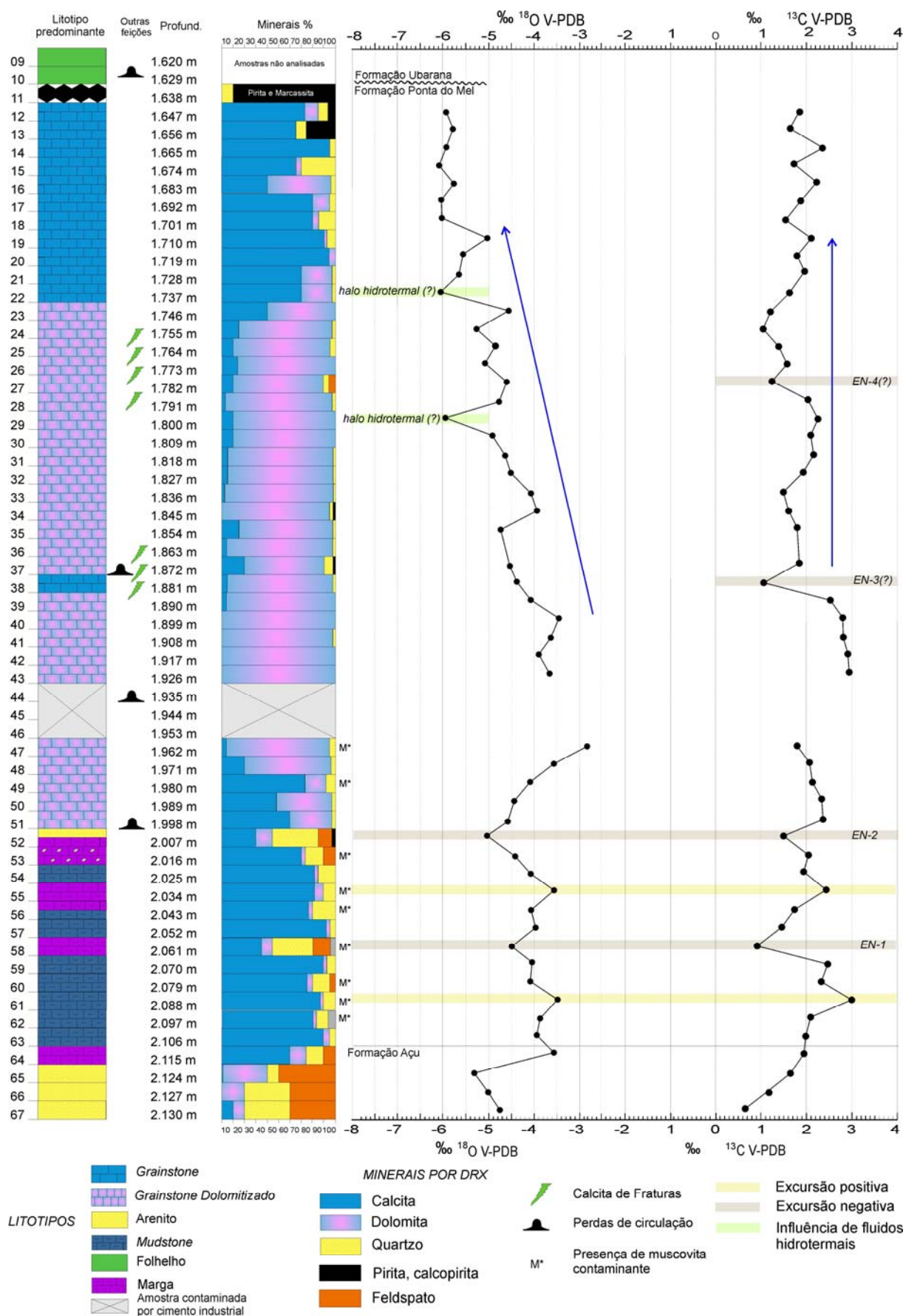


FIGURA 84: Perfil litológico do P1 com a variação isotópica.

b) Fraturas

Na análise em lupa binocular das amostras do poço P1 foram identificados grãos de rochas dolomíticas em contato com cristais de calcita, conforme descrição no item 6.2.1.2.2 (FIGURA 80). Alguns desses grãos, após a confirmação da composição por MEV/EDS, foram selecionados para análises isotópicas com a finalidade de comparação com os valores de rocha matriz.

Os resultados, apresentados na TABELA 11, mostram o sinal isotópico mais negativo que a rocha matriz desse intervalo, tanto para o carbono como para o oxigênio. Associando as observações realizadas em lupa binocular e em MEV/EDS com os resultados isotópicos interpreta-se que as calcitas são de preenchimento de fraturas por fluido hidrotermal, mesmo não sendo possível a análise de feições morfológicas das fraturas em fragmentos de amostras de calha.

Esses fragmentos foram encontrados apenas nas rochas dolomíticas, indicando também, da mesma forma observada nas amostras de testemunho do poço P3, que o fraturamento e preenchimento das fraturas foram posteriores a dolomitização.

A presença desses grãos e o resultado isotópico confirmam que o poço P1 atravessou zonas fraturadas, as quais podem ser indicativas de processos de dissolução em profundidade e carstificação hipogênica.

Os locais onde foram observados esses fragmentos estão sinalizados no perfil da FIGURA 84 com o símbolo de fraturas.

TABELA 11: Isótopos de carbono e oxigênio para as fraturas do P1.

| Amostra | Profund. (m) | Descrição | Mineral principal da rocha matriz | Mineral da fratura | $\delta^{13}\text{C}$ (‰) | $\delta^{18}\text{O}$ (‰) | Desvio $\delta^{13}\text{C}$ (‰) | Desvio $\delta^{18}\text{O}$ (‰) |
|---------|-----------------|-----------------------|---|-----------------------|------------------------------|------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|
| 25 | 1.764,00 | <i>GST dolomítico</i> | Dolomita | Calcita | -1,69 | -17,95 | 0,04 | 0,04 |
| 30 | 1.809,00 | <i>GST dolomítico</i> | Dolomita | Calcita | -2,84 | -18,04 | 0,03 | 0,03 |
| 36 | 1.872,00 | <i>GST dolomítico</i> | Dolomita | Calcita | -0,86 | -18,20 | 0,06 | 0,03 |
| 38 | 1.881,00 | <i>GST dolomítico</i> | Dolomita | Calcita | -2,94 | -17,16 | 0,06 | 0,03 |

6.2.2.2 Elementos maiores e elementos traços

O perfil químico do poço P1 (FIGURA 85) foi elaborado a partir das análises por FRX das amostras pulverizadas de rocha total, conforme procedimento descrito no Capítulo 4 e teve como objetivo a identificação de variações nos elementos maiores e traços que auxiliassem na definição de mudanças nos parâmetros deposicionais ou diagenéticos.

Os três intervalos identificados na Formação Ponta do Mel no poço P1 nas análises macroscópicas e mineralógicas foram detectados pelos perfis químicos, conforme representação das cores na FIGURA 85, a seguir detalhadas.

A seção basal caracteriza-se por apresentar variações no conteúdo dos elementos principais de rochas carbonáticas (Ca e Mg) intercalados com os elementos indicativos de depósitos detríticos, como o Si, Al, Fe e K. Essas variações representam as intercalações de *mudstones*, margas e intervalos com rochas siliciclásticas observados nos perfis litológico e mineralógico. O topo dessa seção é marcado pela passagem de forma abrupta para a seção sotoposta, com a diminuição dos elementos detríticos e o aumento do conteúdo de Ca e Mg das rochas dolomíticas do intervalo intermediário.

A seção de rochas dolomíticas do intervalo intermediário da Formação Ponta do Mel está bem individualizada no perfil químico principalmente pelo aumento do Mg. O contato com a seção basal é bem marcado pela diminuição abrupta dos elementos Si e Al e aumento gradual do Ca e Mg. A passagem desse intervalo para a seção superior de *grainstones* é sinalizado pela diminuição do Mg e aumento do Ca. Esse intervalo pode ser dividido em três unidades pelas diferenças dos parâmetros químicos.

A Unidade I, na base da seção dolomitizada, apresenta aumento gradual do Mg e Mn e diminuição também gradual do Ca e Sr. Essa unidade exibe valores maiores de Fe, S, Ti, Al, Si, e K relativamente às outras duas unidades. Representa uma dolomitização gradual da base para o topo.

A Unidade II apresenta valores estáveis de Mg e Ca, compatíveis com a presença predominante da dolomita e valores baixos e igualmente estáveis dos elementos detríticos (Si, Al, K, e Ti), com exceção do intervalo 1.854 a 1.872 m com alteração pontual desses elementos, denotando a presença de pequeno intervalo

com depósitos siliciclásticos. O Fe e o S apresentam valores com covariação positiva e são interpretados como resultado da presença de pirita observada nas descrições macroscópicas. Esta é a unidade com os valores mais baixos para o Sr refletindo o grau de cristalização das dolomitas, onde a substituição do Ca pelo Mg promove também a saída do Sr da estrutura cristalina do mineral tornando a seção pobre em seu conteúdo. Correlaciona-se com o intervalo das dolomitas mais estequiométricas conforme GRÁFICO 6.

A Unidade III, no topo do intervalo dolomitizado, apresenta aumento pequeno e gradual do Ca, acompanhado pela diminuição do Mg e baixo conteúdo dos elementos detríticos (Si, Al, K, e Ti). O Sr mantém a tendência de aumento para o topo e o Mn, Fe e S mantêm os mesmo valores da unidade abaixo. O topo da Unidade III é caracterizado pelo aumento do Ca marcando a passagem das rochas dolomíticas do intervalo intermediário para os *grainstones* da seção superior da Formação Ponta do Mel.

O contato do intervalo intermediário dolomítico para a seção superior caracteriza-se pela diminuição abrupta do Mg e do Mn e aumento abrupto do Ca e Sr. Os elementos detritais (Si, Al, K, e Ti) continuam baixos, com exceção de pequeno intervalo em torno de 1.700 metros, denotando a entrada de siliciclásticos no sistema deposicional. A variação química desse intervalo reflete as observações mineralógicas e permite interpretar que pela ocorrência Si, Al, K e Ti em meio às rochas carbonáticas é provável a presença de nível de exposição subaérea e/ou carstificação.

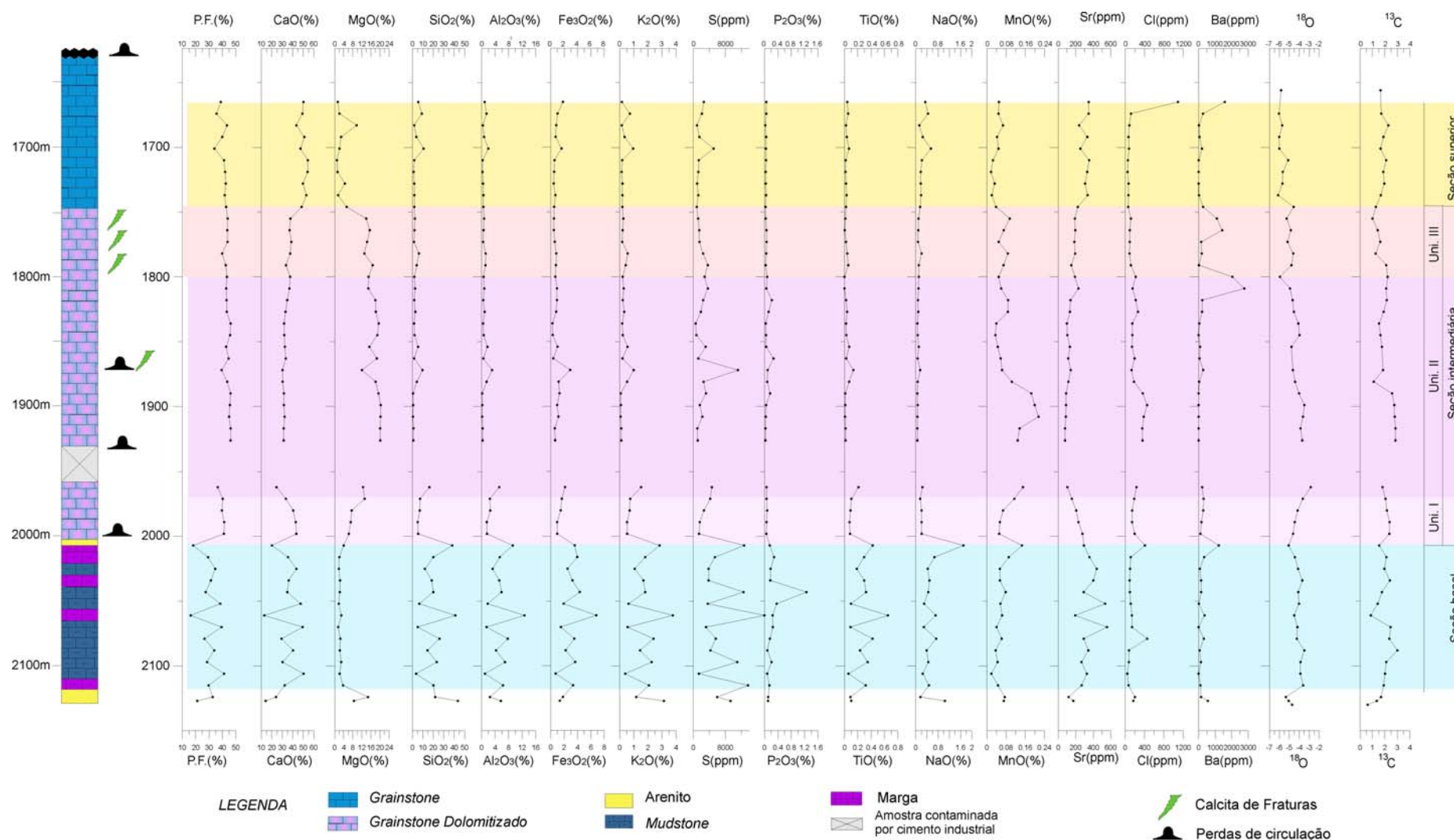


FIGURA 85: Perfil químico do poço P1.

7 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA FORMAÇÃO PONTA DO MEL

A partir dos resultados obtidos das análises petrográficas e geoquímicas das amostras de testemunhos dos poços P2, P3 e P4 e amostras de calha do poço P1, foi possível estabelecer a correlação de eventos entre os poços, bem como a história diagenética da Formação Ponta do Mel na área estudada. Os eventos foram analisados na mesma sequência das descrições dos capítulos anteriores.

a) Arcabouço deposicional

O arcabouço deposicional foi dividido em duas fácies principais. A primeira ocorre na base da Formação Ponta do Mel, seção onde predominam os *mudstones* e margas, depositados em ambiente de águas profundas, encontrados na base dos poços P3 e P1. A espessura desse intervalo é de aproximadamente 100 metros, pela descrição no poço P1. Essa seção apresenta no topo rochas com grãos vermelhos, denotando a provável ocorrência de paleossolo, o que marcaria uma discordância e um limite de sequência. A segunda fácies ocorre sotoposta e representa a sedimentação de plataforma rasa com predomínio de *grainstones/rudstones* identificados entre 2.007 e 1.638m no poço P1 e com correlação nos poços amostrados por testemunhos (P2, P3 e P4). A espessura é de 400 metros, e representa um crescimento carbonático agradacional para este intervalo. Nos poços amostrados o topo da Formação Ponta do Mel é truncado por uma discordância erosiva sobre a qual ocorrem os depósitos da Formação Ubarana, pertencente à fase regressiva da deposição da bacia (PESSOA NETO *et al.* 2008). Parte da deposição de plataforma rasa (*grainstones/rudstones*) encontra-se dolomitizada, indo de 1.750 a 2.000m no P1 e amostrada em testemunho no poço P3 no intervalo de 1.882,20 a 1.886,70m.

A FIGURA 86 apresenta a seção geológica construída a partir dos dados analisados nos 4 poços, informações de topo e base da Formação Ponta do Mel oriundas do banco de dados da PETROBRAS e discordâncias do topo e base a partir da carta estratigráfica de PESSOA NETO *et al.* (2008).

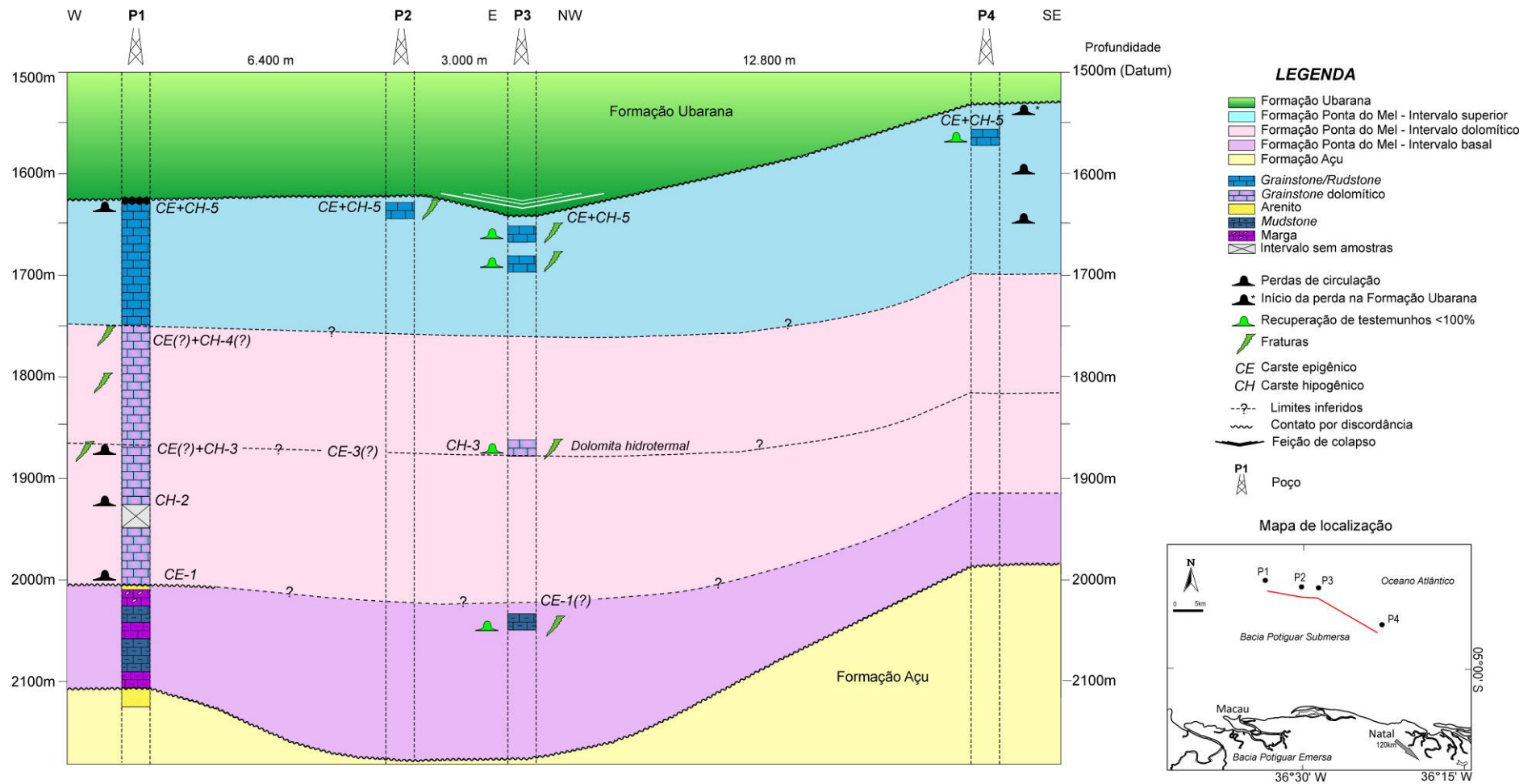


FIGURA 86: Seção geológica esquemática passando pelos poços P1, P2, P3 e P4.

b) Rochas dolomíticas

A seção intermediária da Formação Ponta do Mel tem como principal característica a alteração dolomítica, caracterizada nos poços P1 (1.737 e 1.998m) e P3 (1.882,00 e 1886,70m).

Para determinar a origem de seções dolomitizadas é necessária a integração de vários elementos: a forma geométrica das rochas dolomitizadas, a associação com a evolução tectônica e a caracterização textural e geoquímica das rochas dolomíticas.

No caso das amostras deste trabalho, a geometria do corpo rochoso dolomitizado foi determinada pela integração da seção geológica (FIGURA 86) em associação com a seção faciológica de Terra (1990a) apresentada na FIGURA 13. A ocorrência das rochas dolomíticas nas porções intermediárias em ambas as seções permite interpretar uma forma tabular e ocorrência pervasiva para o processo de dolomitização.

A textura descrita nas lâminas petrográficas do poço P3 correlaciona-se com a textura das amostras do poço P1. As texturas euédricas/subédricas a anédricas (maciça) ocorrem predomina nos dois poços. A determinação do carbonato precursor foi possível através da identificação de sombras de bioclastos e pelóides nas lâminas do poço P3 e em uma lâmina do poço P1, permitindo interpretar que o processo de dolomitização foi posterior à deposição dos sedimentos carbonáticos de plataforma rasa.

As diferenças nas características geoquímicas associadas à estequiometria das dolomitas diferenciam dois tipos principais de ocorrência (FIGURA 87) descritas a seguir.

As dolomitas do intervalo entre as linhas (1) e (2) da FIGURA 87 apresentam-se estequiométricas, com isótopo de oxigênio entre -3 e -5 ‰ $\delta^{18}\text{O}$, Sr abaixo de 180 ppm e espessura de 200 metros. O intervalo entre as linhas (2) e (3) apresentam dolomitas não-estequiométricas, isótopo de oxigênio entre -4,5 e -6 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ e Sr um pouco superior em torno de 200 ppm. As dolomitas que ocorrem acima da linha (3) desse intervalo são subordinadas quantitativamente em relação à calcita e apresentam-se também não-estequiométricas, conteúdo isotópico em conjunto com a calcita em torno de -6 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ e Sr com a tendência de aumento para o topo,

em torno de 300 ppm. As dolomitas no poço P3, apresentam valores para o isótopo de oxigênio bem mais leves que as rochas do poço P1, estequiometria diferente, e valor de Sr mais baixo que os valores das dolomitas do P1. Os valores médios o isótopo de oxigênio, estequiometria e Sr das dolomitas do P3 foram representados na FIGURA 87 pelo losango rosa.

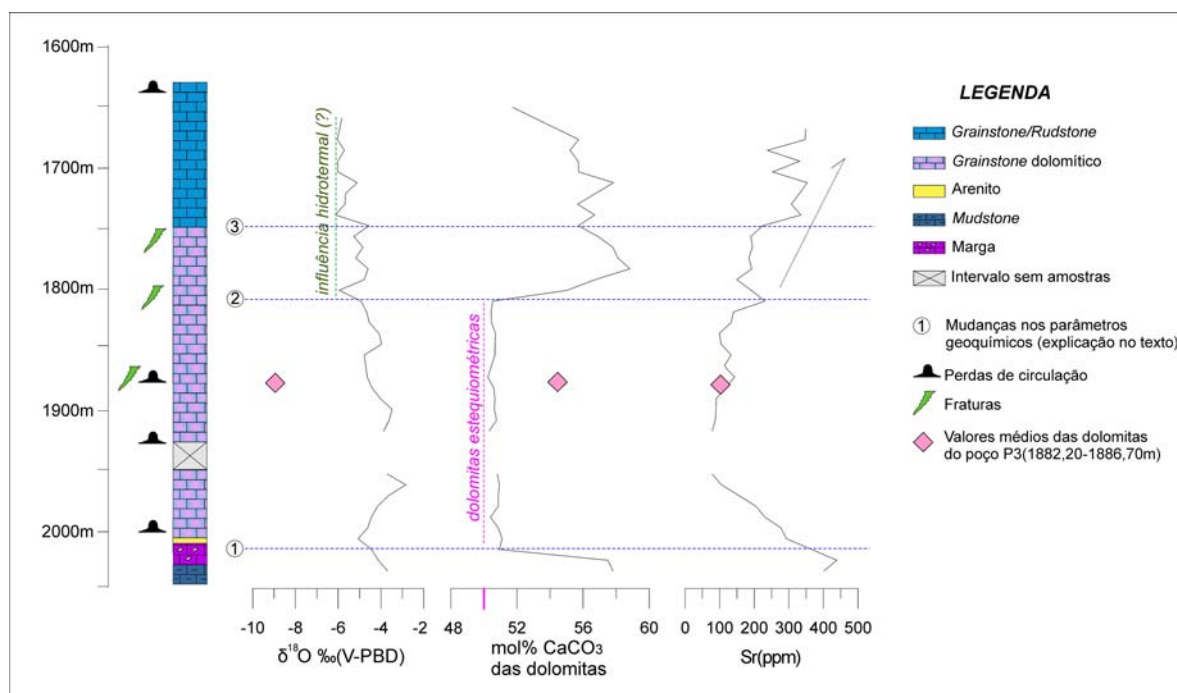
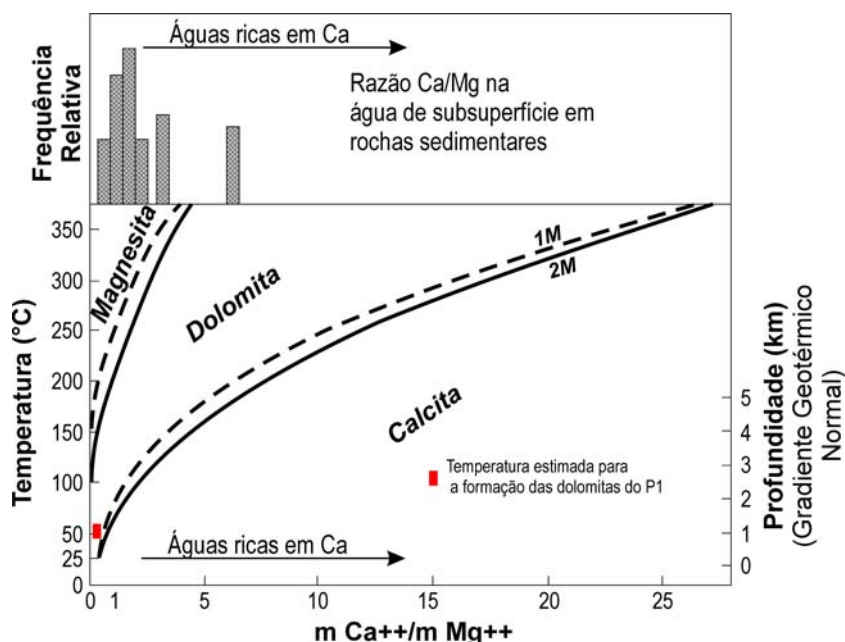


FIGURA 87: Perfil geoquímico das dolomitas dos poços P1 e P3.

As características texturais e geoquímicas permitem interpretar que no intervalo (1)-(2) as dolomitas foram formadas pela substituição das calcitas do arcabouço deposicional durante a diagênese de soterramento, quando a temperatura geotérmica é capaz de eliminar a barreira cinética de precipitação da dolomita e a maioria dos fluidos dos poros das rochas apresentam razão Mg/Ca suficiente para a substituição da calcita pela dolomita (ALLAN e WIGGINS, 1993). O GRÁFICO 8 de Hardie (1987, citado por ALLAN e WIGGINS, 1993) apresenta a possibilidade de formação da dolomita em temperaturas de soterramento por gradiente geotérmico normal e fluidos trapeados nos poros a partir da água do mar, considerados normais para o magnésio e cálcio.

GRAFICO 8: Temperatura x razão Ca/Mg para a formação de dolomitas (Modificado de HARDIE, 1987, citado por ALLAN e WIGGINS, 1993).



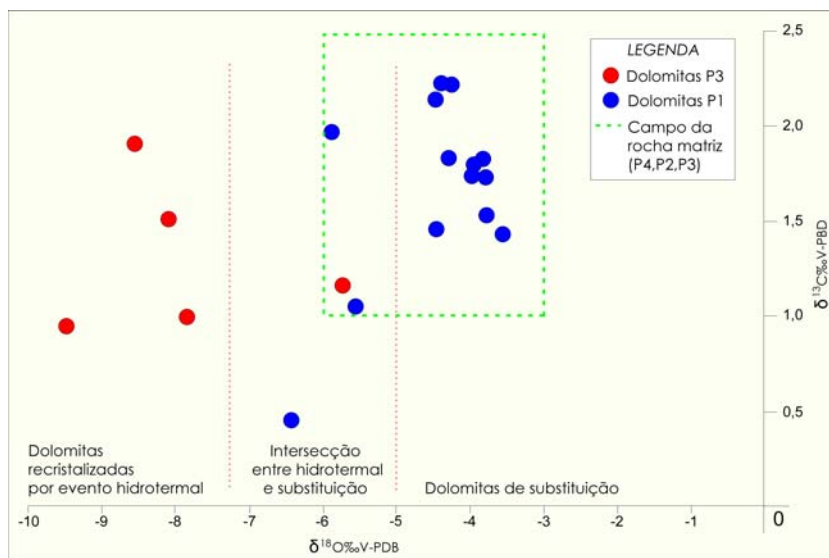
O valor do isótopo de oxigênio para esse intervalo é mais pesado que o esperado para um gradiente de soterramento, o que sugere que além do soterramento, a presença de fluido mais salino e com razão Mg/Ca mais elevada tenha contribuído para a dolomitização desse intervalo. À época da deposição dessa seção, no Albiano Superior, o “mar Ponta do Mel” deveria ser ainda restrito e passar por períodos de clima árido com evaporação mais intensa, o que corroboraria com o conteúdo isotópico um pouco mais pesado do que o marinho normal. Pelos parâmetros estequiométricos e do baixo conteúdo de Sr, esse intervalo foi formado em condições de sistema fechado e de forma lenta, produzindo fácies dolomitizada bastante homogênea em termos geoquímicos. No entanto, pela análise textural em conjunto com as rochas dolomitizadas do poço P3, pode-se também inferir que a dolomitização foi um evento multifásico.

As rochas dolomíticas do poço P3 apresentam duas características distintas das dolomitas do poço P1: o conteúdo do isótopo de oxigênio e a estequiometria. Os valores bem mais negativos para o isótopos de oxigênio levam a concluir que as dolomitas em P3 foram recrystalizadas a partir de fluidos com temperaturas mais elevadas e provavelmente calcítico, alterando o sinal isotópico para mais leve e alterando parcialmente a estequiometria. O Sr permanece inalterado, como era de

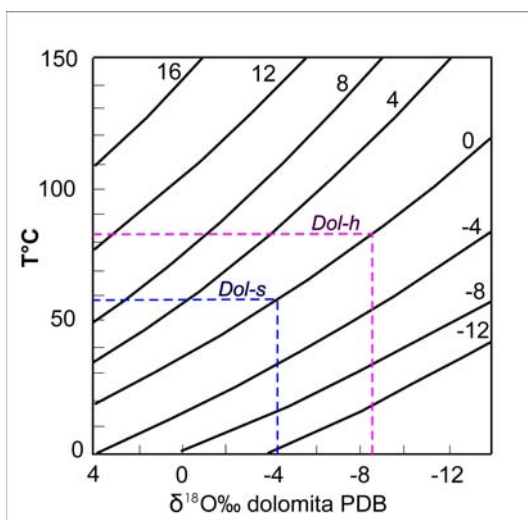
se esperar uma vez que fluidos hidrotermais são pobres nesse elemento. A alteração hidrotermal normalmente é localizada na rede de permeabilidade de percolação dos fluidos e eventualmente, em locais de contraste de pressão, pode ocorrer o hidrofraturamento.

O intervalo de rochas dolomíticas entre as linhas (2) e (3) da FIGURA 87 apresenta características distintas do intervalo sotoposto. As dolomitas não são estequiométricas, os valores para o $\delta^{18}\text{O}$ tendem a ficar mais leves e o Sr inicia a tendência de aumento para o topo da Formação Ponta do Mel, mas ainda com valores baixos. A passagem abrupta das dolomitas estequiométricas para dolomitas não estequiométricas aponta para a possibilidade de existir um contato entre duas rochas precursoras distintas, com porosidades diferentes o que impediu a percolação dos fluidos de maneira mais intensa e formação de dolomitas mais ordenadas. Os valores mais negativos para o $\delta^{18}\text{O}$ nesse intervalo podem indicar a influência de fluidos hidrotermais. A curva do isótopo de oxigênio apresenta dois valores mais negativos, logo acima das linhas 2 e 3 (FIGURA 87) e em níveis onde foram identificadas fraturas nas amostras (FIGURA 84). Dada a natureza de mistura de rochas nas amostras analisadas em P1, onde os sinais isotópicos tendem a ficar atenuados, pode-se inferir que o empobrecimento do isótopo pesado, associado aos locais onde ocorrem fraturas é correlacionável aos valores entre -8 e -10‰ $\delta^{18}\text{O}$ das amostras das rochas dolomíticas do poço P3.

O GRÁFICO 9 apresenta o diagrama de carbono e oxigênio para as dolomitas dos poços P1 e P3 e a indicação dos eventos a cujos sinais isotópicos correspondem. Valores do isótopo de oxigênio mais negativos que -7‰ foram considerados como dolomitas recristalizadas por eventos hidrotermais. Os valores entre -7 a -5‰, encontrados em amostras dos dois poços (P1 e P3) foram considerados com influência hidrotermal ou halo de alteração hidrotermal. Os valores abaixo de -5‰ são as dolomitas formadas durante o soterramento. O valor médio dos *grainstones/rudstones* dos poços P2, P3 e P4 foi colocado no gráfico para permitir a comparação dos campos limites. Esse valor médio reflete também as alterações identificadas pelo evento hidrotermal, conforme descrito no item 6.2.1.

GRÁFICO 9: Diagrama de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para as dolomitas (P1 e P2).

A estimativa da paleotemperatura de formação das dolomitas foi realizada através da análise do isótopo de oxigênio (GRÁFICO 10). Considerando o valor médio do $\delta^{18}\text{O}$ das dolomitas de soterramento do poço P1, a temperatura de formação situa-se entre 50 e 60°C (*Dol-s* no GRÁFICO 10). As dolomitas hidrotermais formaram-se em temperaturas superiores, entre 80 e 90°C (*Dol-h* no GRÁFICO 10). Para o cálculo da paleotemperatura algumas premissas foram adotadas. O valor isotópico utilizado para a água foi de 0 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) e utilizou-se a equação de Land (1985, citado por WARREN, 2000).

GRÁFICO 10: Paleotemperatura pelo $\delta^{18}\text{O}$ (LAND, 1985, citado por WARREN, 2000), com a indicação das duas dolomitas.

A paleotemperatura calculada através dos valores isotópicos foi analisada com a curva de soterramento de Anjos *et al.* (1990). Utilizou-se gradiente geotérmico de 30°C/Km, o que permitiu interpretar que a formação da dolomitas de soterramento formadas a partir de 50°C só atingiriam essa temperatura na profundidade de soterramento acima de 1.000m.

Pelas relações cronológicas dos eventos analisados, as dolomitas já existiam quando o fraturamento ocorreu. As fraturas foram consideradas geradas pela reativação tectônica do Campaniano (CREMONINI, 1995). Para que as dolomitas tenham iniciado sua formação antes dessa idade é necessário que a temperatura tenha sido mais alta que o gradiente geotérmico normal de 30°C/Km. Oliveira (2000) e Souza *et al.* (2004) descrevem uma anomalia térmica associada ao Magmatismo Serra do Cuó (93 Ma). Cremonini e Karner (1995) descrevem evento térmico associado à passagem de centro de espalhamento pela entrada da crosta oceânica no Campaniano e Morais Neto (1999) associa o soerguimento que originou a discordância do Campaniano ao efeito térmico de uma pluma mantélica. Essas anomalias térmicas, mesmo que transitórias na bacia podem ter sido responsáveis em fornecer a temperatura de início de formação das dolomitas de substituição (FIGURA 88).

Pelos elementos descritos anteriormente, a dolomitização foi um processo multifásico em ambiente de soterramento e recristalizada localmente por processos hidrotermais na diagênese estrutural. Choquette e Hiatt (2008) afirmam que as dolomitas pré-Holocênicas são rochas cristalinas multifásicas compostas por: núcleo do cristal ou “semente”; bordas do cristal que aumentam o núcleo de forma concêntrica; e um cimento límpido precipitado sintaxialmente, no espaço livre em torno do cristal. Os grãos remanescentes de CaCO_3 e de micrita podem eventualmente ser substituídos por dolomita, mas normalmente são dissolvidos entre o segundo e o terceiro estágio, criando um sistema intercristalino e poros móldicos típicos de dolomitas sacaroidais. Essa textura foi descrita na análise petrográfica do poço P3 e corrobora a idéia de Gregg (2004), onde se pode separar os principais processos de dolomitização em: a) dolomitização nas fases diagenéticas iniciais em temperaturas abaixo de 60°C e b) dolomitas que se formam em estágios mais tardios da diagênese, em condições mais profundas de soterramento e com temperaturas acima 60°C, normalmente envolvendo percolação de fluidos bacinais ou fluidos oriundos de regiões mais profundas do embasamento.

As duas fases identificadas pela análise isotópica são interpretadas na cronologia dos eventos, tendo inicialmente ocorrido a dolomitização por substituição em temperaturas entre 50 e 60°C, envolvendo longo tempo de amadurecimento das dolomitas. Sugere-se que o evento que alterou o sinal isotópico das dolomitas de temperatura mais elevada, entre 80 e 100°C, tenha sido gerado pela percolação de fluidos hidrotermais através dos efeitos térmicos do Magmatismo Macau.

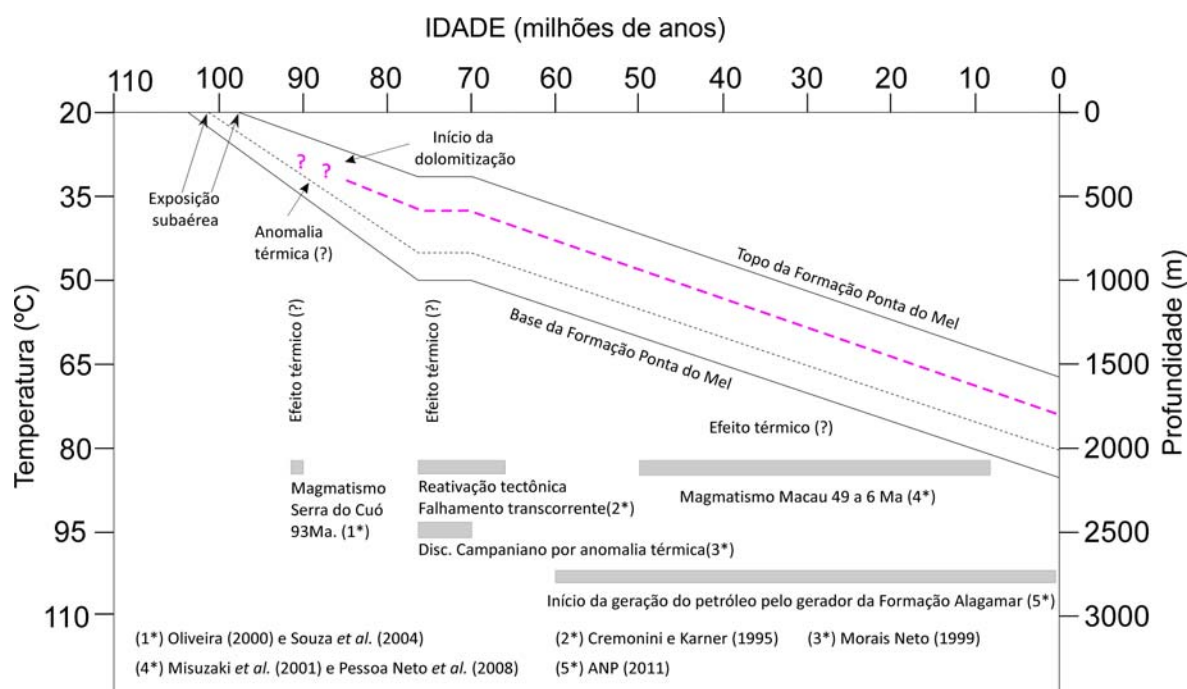


FIGURA 88: História do soterramento da Formação Ponta do Mel, modificada de Anjos *et al.* (1990).

Sugere-se que as dolomitas de soterramento identificadas no poço P1 tiveram o início de sua formação a partir do efeito térmico do Magmatismo Serra do Cuó, conforme apresentado através da história do soterramento da Formação Ponta do Mel (FIGURA 88). Outro fator importante na dolomitização de extensos intervalos é que deve haver espaço poroso suficiente para a percolação de fluidos e consequente troca iônica, bem como longo tempo de presença das condições favoráveis à substituição do cálcio pelo magnésio na rocha. Conclui-se que o intervalo de rochas dolomíticas tinha porosidade bem mais alta do que os intervalos superiores e inferiores. Os *grainstones/rudstones*, ainda com porosidade preservada, teriam a condição ideal de percolação e o processo dolomitizante seria profícuo neste intervalo. Isso explica também o motivo pelo qual a Ponta do Mel superior não está dolomitizada.

A importância de identificar, ao menos de forma aproximada, o processo de dolomitização, reside no fato de rochas dolomíticas serem importantes reservatórios de petróleo e, portanto é fundamental a predição da geometria das rochas dolomitizadas, sua extensão areal e o potencial de porosidade.

c) Fraturas

As fraturas na Formação Ponta do Mel foram descritas em 3 dos 4 poços amostrados. Nos poços P2 e P3 apresentam maior expressão no intervalo superior e no P1 no intervalo entre 1.750 e 1.850 metros, identificado a partir de grãos de dolomita associados com calcita e valores do isótopo de oxigênio no campo dos eventos hidrotermais.

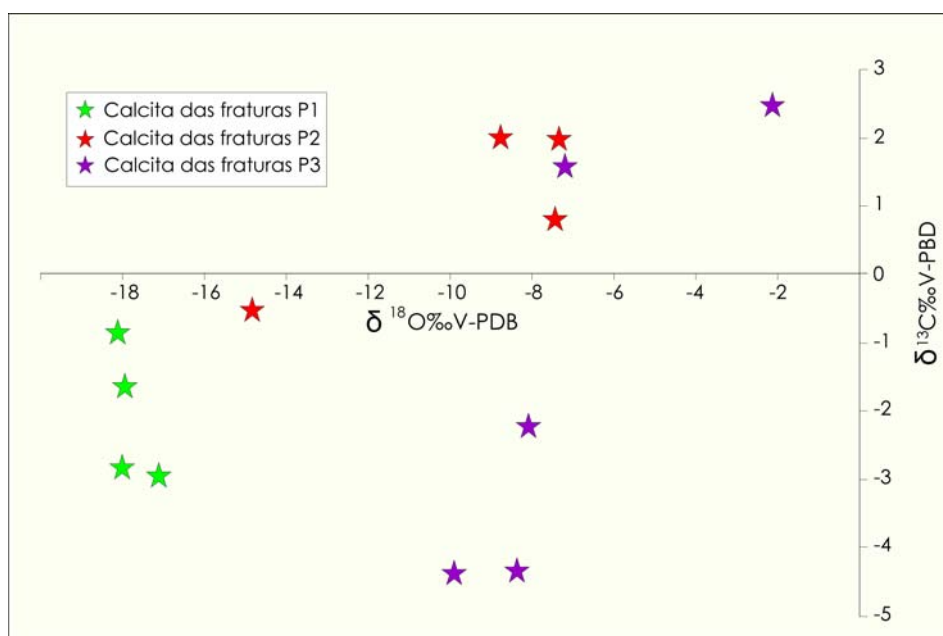
Pelas características das fraturas apresentadas no Capítulo 6, a provável fase de abertura associa-se à reativação tectônica transcorrente dextral durante a deriva continental, em locais de esforços extensionais (CREMONINI, 1995). A Falha de Ubarana, originada nesse evento (FIGURA 3) passa próxima aos poços P1, P2 e P3. A trama de fraturas gerada por esse falhamento origina um sistema de porosidade vertical localizado próximo aos locais de extensão. As fraturas passam pelas fases de reação do fluido com as paredes da rocha encaixante e posteriormente são fechadas quando fluidos que as percolam possuem características químicas e físicas que permitem a precipitação de minerais. A indicação de percolação de fluidos hidrotermais pela trama de fraturas é dada pelo sinal isotópico do oxigênio das calcitas de preenchimento, com valores mais negativos que a rocha encaixante.

A origem dos fluidos hidrotermais provavelmente relaciona-se ao Magmatismo Macau (49 a 6 Ma) e que apresenta até 1.500 metros de rochas olivina-basalto, encaixadas nos estratos de idade terciária da bacia (Soares *et al.* 2003). Fluidos hidrotermais originados pelo fluxo térmico de intrusões magmáticas são de curta duração, porém como o Magmatismo Macau teve longa duração na história da bacia, vários eventos de percolação de fluidos podem ter acontecido. Nessa fase ocorreu o fechamento das fraturas por precipitação da calcita em mosaico blocoso e pode ter ocasionado o hidrofraturamento no topo da Formação Ponta do Mel, onde a Formação Ubarana, composta por pelitos, forma um selo

eficiente para a passagem de fluidos. A precipitação da pirita, presente próxima às microfraturas e nos veios, denota que o fluido inicial que percolou o sistema de fraturas continha uma fase sulfetada, a qual pode produzir pirita em reações de oxidação-redução. A origem desse fluido sulfetado pode ser interpretado como a frente de fluidos associadas à migração do petróleo, a qual teve início nessa mesma idade.

A distinção das diversas fases de fluidos hidrotermais pode ser correlacionada à diferença isotópica apresentada pelas calcitas de fraturas do P1 e do P3 (GRÁFICO 11).

GRÁFICO 11: Diagrama de carbono e oxigênio para as calcitas de fraturas dos P1, P2, P3 e P4.



d) Carstificação

A definição de intervalos carstificados nos poços analisados neste trabalho foi feita a partir de vários elementos indicativos: perda de circulação durante a perfuração, alteração nos valores geoquímicos e presença de fraturas, veios, brechas e sedimentos de preenchimento de cavernas e/ou paleossolos.

Pelas características identificadas nas amostras dos poços, sugere-se a ocorrência de 5 níveis de carstificação epigênica e/ou hipogênica (FIGURA 86).

O nível *CE-1* foi caracterizado pela ocorrência de perda de circulação (TABELA 2) e pelas características das rochas do intervalo entre 2.007 e 2.070 m, sugestivas de paleocarste e paleossolo no poço P1. Exposições subaéreas em limite de sequência podem produzir abaixo delas zonas alteradas que variam desde poucos milímetros até centenas de metros (ESTEBAN e KLAPPA, 1983). As alterações constatadas foram a presença de oxidação ferrosa nas bordas de clastos de *grainstones/mudstones*, envoltos em matriz arenítica, características de depósitos de preenchimento de cavernas (*cave infill*). O perfil isotópico do carbono e oxigênio corrobora a descida relativa do nível do mar nessa seção pelas excursões negativas *EN-1 EN-2* sinalizadas na FIGURA 84. Por caracterizar um limite de sequência é provável que o nível de carstificação *CE-1* ocorra também nos outros poços.

O nível *CH-2*, considerado como nível de alteração hipogênica, foi sinalizado no poço P1 apenas pela ocorrência de perda de circulação. Os níveis de 3 a 5 foram considerados mistos, onde o carste epigênico foi sobreposto pela carstificação hipogênica. O nível 3 (*CE+CH-3*) apresenta perda de circulação, presença de rocha siliciclástica, fraturas e excursão negativa no perfil do isótopo de carbono para o poço P1 e fratura e dolomita hidrotermal nas amostras de testemunho do poço P3. A baixa recuperação dos testemunhos do poço P3 nesse intervalo também corrobora a indicação do nível *CE+CH-3* nesse intervalo.

O nível *CH-4* foi marcado no topo da seção dolomitizada e apresenta como indicadores as fraturas identificadas em P1 e valores isotópicos indicativos de alteração hidrotermal.

O nível *CE-CH-5* ocorre na discordância que limita a Formação Ponta do Mel e a Formação Ubarana, depositada após evento erosivo no Campaniano. As evidências dessa carstificação são a ocorrência de perdas circulação, intervalos fraturados e baixa recuperação de testemunhos. Feições do carste hipogênico são mais visíveis nesse intervalo, pois sobrepõe a carstificação epigênica anterior, sugerida nesse nível pela situação de topo com discordância. Esse evento foi identificado nos 4 poços desse trabalho, pela ocorrência de fraturas, baixa recuperação de testemunhos, perdas de circulação, brechas e feição de colapso no P3, no topo da Formação Ponta do Mel.

Intervalos carstificados, sejam eles no domínio dos paleocarstes epigênicos ou carstes hipogênicos são locais de aumento de porosidade e permeabilidade, muitas vezes associados a rochas com porosidades muito baixas. Podem se tornar

alvos exploratórios como reservatórios, e sua geometria associa-se na grande maioria das vezes com o regime tectônico sem necessariamente corresponder às fácies porosas deposicionais.

e) Porosidade

A porosidade caracterizada nas rochas estudadas permitiu associá-las com o processo formador. A porosidade encontrada numa rocha é o resultado da trama do arcabouço deposicional e as subseqüentes alterações por fatores internos como o soterramento e por fatores externos como alterações tectônicas e dissolução em exposição subaérea. Pelas análises realizadas nos capítulos anteriores e pelo estudo realizado por Terra (1990a), a porosidade controlada pelas fácies deposicionais da Formação Ponta do Mel foi quase totalmente obliterada pelos processos de cimentação dos seus espaços intergranulares.

A porosidade identificada nas rochas estudadas associa-se aos processos diagenéticos de soterramento e aos processos de carstificação epigênica e carstificação hipogênica através da evolução tectônica que afeta a bacia desde o Campaniano até o recente.

A porosidade associada ao ambiente deposicional é móldica, encontrada raramente em bioclastos nos *grainstones* e é insignificante para que a rocha seja considerada reservatório.

A seção de rochas dolomíticas apresenta porosidade entre 0,1 a 21 % medidas em grãos das amostras do P1 (FIGURA 78). Essas rochas ocorrem em intervalo aproximado de 200 metros no poço P1 e foram também identificadas no poço P3. Algumas seções dolomitizadas foram descritas também nos poços estudados por Terra (1990a), conforme a seção faciológica da FIGURA 13. Esse intervalo mostra potencial para rocha-reservatório, pois além de apresentar porosidade dentro da variação comum aos reservatórios de petróleo, ocorre com extensão lateral identificável através de métodos geofísicos.

A porosidade cárstica epigênica, quando preservada, ou parcialmente preservada pode ser alta a muito alta. Sua ocorrência é controlada pelos limites de sequência do tipo exposição subaérea, aliados aos processos tectônicos, pois os

terrenos cársticos desenvolvem-se preferencialmente em zonas de fraqueza das rochas carbonáticas. A identificação de sua ocorrência pode ser realizada através do reconhecimento dos limites de sequência que cortam zonas de falha. A porosidade dos carstes hipogênicos depende de processos tectônicos e confina-se às proximidades dos falhamentos. Apresentam seu maior efeito de dissolução ou hidrofraturamento abaixo de intervalos considerados selos para a passagem dos fluidos hidrotermais. A porosidade associada à carstificação hipogênica é alta e sua predição depende do mapeamento das zonas de falha associadas aos selos sotopostos.

A porosidade associada às fraturas pode ser alta a baixa, dependendo da fase de preenchimento ou dissolução dos minerais de preenchimento. Sua ocorrência limita-se às zonas afetadas pelos falhamentos e a predição depende das técnicas adequadas de identificação.

A TABELA 12 apresenta a avaliação qualitativa da porosidade encontrada nas amostras desse estudo considerando os seguintes limites: porosidade muito baixa (<5%), porosidade baixa (>5% e <10%), porosidade média (>10% e <15%) porosidade alta (>15% e <25%) e porosidade muito alta (>25%). Esta tabela resume os tipos de porosidade encontradas na Formação Ponta do Mel e a sua avaliação qualitativa, além das medidas realizadas no poço P1.

TABELA 12: Porosidade da Formação Ponta do Mel

| Processo gerador | Local/tipo de poro | Qualidade |
|------------------------------|--|------------------------|
| Ambiente deposicional | Poros móldicos , dissolução de bioclastos. | Muito baixa |
| Recristalização na diagênese | Poros intercrystalinos nas rochas dolomíticas P1 e P3. | 0 a 21% (TABELA 10) |
| Carstificação | Poros intraclasto na brecha do P3. | Alta |
| Carstificação | Indicação por perdas de circulação e baixa recuperação de testemunhos nos P1, P3 e P4. Poros vugulares e tipo caverna. | Muito alta |
| Tectônico | Fraturas abertas (P2.11fr). Poros tipo fratura. | Alta |
| Tectônico | Poros intercrystalinos nos veios parcialmente preenchidos. | Baixa |
| Tectônico | Poros tipo fratura nas paredes das fraturas. | Baixa |

f) Sequência dos eventos na história da Formação Ponta do Mel

Em síntese ao que foi desenvolvido nesse trabalho e em concordância com o trabalho dos autores citados anteriormente, a história da evolução da Formação Ponta do Mel inicia-se com a sua deposição em mar restrito, no Albiano, durante o início da deriva dos continentes sul-americano e africano, tendo em sua base os depósitos de águas profundas representados por margas e folhelhos. Nessa fase ocorrem subidas e descidas do nível relativo do mar, provocando exposição subaérea e nível de carstificação com a presença de cavernas preenchidas por sedimentos terrígenos e carbonáticos retrabalhados. Em épocas de clima árido ocorre a formação de paleossolo. Com a subida do nível relativo do mar e a retomada da deposição carbonática, depositam-se *grainstones/rudstones* de plataforma rasa de forma agradacional. Durante essa sedimentação, variações no nível relativo do mar provocam novos episódios de carstificação singenética com o registro de siliciclásticos em meio aos depósitos carbonáticos. O final da deposição é marcado por um afogamento da plataforma carbonática Ponta do Mel. Inicia-se o soterramento da sequência carbonática Ponta do Mel e em 93 Ma o Magmatismo Serra do Cuó promove efeito térmico suficiente para dar início à dolomitização da seção intermediária, a qual com alta porosidade primária permite a percolação da água e a troca iônica necessária à dolomitização. No Campaniano inicia-se na bacia a reativação tectônica que provoca falhas e fraturas ao longo da Falha de Ubarana afetando as rochas carbonáticas da Formação Ponta do Mel, tendo preferencialmente aproveitado as zonas de fraqueza da carstificação epigênica. As fraturas abertas durante a reativação tectônica foram dissolvidas e posteriormente preenchidas através da ação dos fluidos hidrotermais originados do efeito térmico do Magmatismo Macau.

8 CONCLUSÕES

As análises realizadas em amostras de calha do poço P1 pulverizadas como rocha total mostraram-se confiáveis para estudos geoquímicos. A descrição detalhada em lupa binocular antecedendo a moagem permite a identificação e separação de grãos que ocorrem em menor proporção no conteúdo das amostras, os quais podem ser analisados separadamente por algumas técnicas analíticas, tais como MEV/EDS, análises isotópicas e microtomográficas.

A Formação Ponta do Mel foi caracterizada nos poços analisados a partir de dados petrográficos e geoquímicos em 3 seções. A seção basal é composta por depósitos de água profunda representados por *mudstones* e margas. A seção intermediária encontra-se dolomitizada a partir da substituição das calcitas por dolomitas em *grainstones*. A seção do topo caracteriza-se por *grainstones/rudstones* depositados em ambiente de plataforma rasa.

As feições de alteração pós-deposicionais observadas na Formação Ponta do Mel foram: estilolitos, dolomitas, fraturas e dissolução por carstificação epigênica. Esses aspectos de alteração foram importantes para a caracterização evolutiva e determinação de possibilidades de geração de porosidade na Formação Ponta do Mel.

Os estilolitos ocorrem em quase todas as rochas analisadas e a forma predominante é a serrilhada de baixa amplitude. A ocorrência da alta amplitude foi observada nas rochas dolomitizadas do poço P3. Os estilolitos permitiram estabelecer relações cronológicas, onde, no caso da rocha dolomitizada do poço P3, a dolomitização foi anterior à estilolitização e parece ter sido amplificada pelo processo de alteração hidrotermal que a afetou. No caso do poço P2, os estilolitos já estavam presentes quando houve o fraturamento, mesmo que as fraturas não atravessassem de forma homogênea os planos dos estilolitos.

As rochas alteradas por dolomitização foram encontradas em seção espessa da Formação Ponta do Mel, observadas em intervalo de 200 metros no poço P1 e em testemunho do poço P3. A análise petrográfica permitiu identificar através das sombras de pelóides e bioclastos, que o carbonato precursor das dolomitas foi um *grainstone*. Pelas características texturais e isotópicas a dolomitização foi um processo multifásico que teve início provavelmente antes do soterramento ocasionar

a compactação química. A interpretação dada ao processo de dolomitização é a partir da água do mar aprisionada nos poros dos *grainstones* precursores, portadores de porosidade primária. Esse processo afetou predominantemente a seção intermediária da Formação Ponta do Mel. A temperatura necessária para o início da dolomitização deve ter sido fornecida pela anomalia térmica gerada pelo calor do Magmatismo Serra do Cuó. Foi observada, através da análise isotópica que houve uma fase posterior de alteração das dolomitas do poço P3 por fluidos hidrotermais. Nas amostras de dolomitas do poço P1 é provável sua ocorrência, porém o sinal isotópico está atenuado.

Dos quatro poços analisados, 3 (P1, P2 e P3) apresentaram fraturas parcialmente preenchidas por cimento calcítico. São fraturas do tipo diáclase, com predominância da orientação vertical. Suas características principais são feições de *crack-seal*, bordas de reação, clastos da rocha matriz no interior dos veios e bordas com feições de dissolução. O preenchimento das fraturas é predominantemente por calcita e pirita. Os resultados isotópicos dessas calcitas permitiram separá-las das calcitas da rocha matriz, composta por grãos aloquímicos e cimentos diagenéticos. As diferenças entre os valores isotópicos das calcitas de preenchimento de fratura são atribuídas a diferentes fases de eventos hidrotermais.

A associação das análises petrográficas e isotópicas das fraturas com as análises da rocha matriz permitiu estabelecer uma cronologia de eventos. A fase de ruptura das rochas e a conseqüente formação das fraturas ocorreu no evento de reativação tectônica no Campaniano. A partir dessa ruptura as fraturas formaram uma rede de permeabilidade por onde percolaram fluidos hidrotermais originados pelo calor do Magmatismo Macau. Posteriormente foram fechadas parcialmente por cristalização de calcita e pirita. A presença de cristais de calcita formando pontes entre as paredes das fraturas é feição importante, pois indica que as fraturas mantiveram-se abertas ao menos pelo tempo em que os cristais posteriores não se formaram. O período em que estiveram abertas pode ser importante ao processo de migração de petróleo desde que tenha havido o sincronismo dos eventos. Pelas análises não é possível afirmar se as fraturas ainda estavam abertas quando teve início a migração de petróleo.

As análises isotópicas da rocha matriz e do material de preenchimento das fraturas permitiram a separação entre o sinal isotópico das calcitas diagenéticas e das calcitas do preenchimento das fraturas. No entanto observou-se que a rocha

matriz próxima aos intervalos fraturados exibe conteúdo isotópico alterado, o qual foi denominado de halo de alteração hidrotermal. Pelo tamanho das amostras de testemunho não é possível afirmar até que distância a alteração ocorre a partir do local das fraturas. Pelas análises observa-se que a alteração é maior em locais onde as fraturas são maiores e ramificadas.

A descrição da seção carbonática completa, realizada no poço P1, permitiu marcar níveis de carstificação epigênica e hipogênica a partir da descrição de fragmentos das amostras de calha associados à variação isotópica. Esses níveis foram correlacionados com os poços amostrados por testemunhos. Verificou-se que os níveis de carstificação epigênica, identificados por fragmentos indicativos de paleocarste, foram também intervalos preferenciais para a carstificação hipogênica. Associando as informações de todos os poços foi possível estabelecer 5 níveis de carstificação, sendo um nível considerado apenas epigênico, no topo da seção basal e um nível apenas hipogênico, na seção dolomitizada. Os outros 3 níveis, pelas características apresentadas, foram interpretados como hipogênicos sobrepostos à carstificação epigênica.

As maiores porosidades observadas nos poços desse trabalho encontram-se associadas às rochas dolomíticas, aos intervalos alterados por carstificação epigênica e às zonas de fraturas. As rochas dolomíticas analisadas através de microtomografia apresentaram porosidade intercristalina de até 21%. São rochas de ocorrência em intervalo espesso do poço P1 e em intervalos analisados por Terra (1990a), indicando que pode ter ocorrência pervasiva na Formação Ponta do Mel. As zonas carstificadas, sejam elas por evento epigênico ou hipogênico, podem apresentar porosidade associada a brechas como identificada no poço P3 (amostra L) ou zonas de fraturas abertas. São intervalos onde também ocorrem perdas de circulação durante a perfuração do poço indicando fluxo heterogêneo para dentro dos poros da formação rochosa e indicam a presença de megaporosidade.

REFERÊNCIAS

- AHR, W. ***A new genetic classification of carbonate porosity and its application to reservoir characterization***. AAPG Annual Convention, San Antonio, Texas. Oral Presentation, 2008.
- ALLAN, J.H.; WIGGINS, W.D. ***Dolomite reservoirs – Geochemical techniques for evaluating origins and distribution***. AAPG Continuing Education Course Note Serie #36. American Association of Petroleum Geologists, 1993.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. ; FUCK, R.A. ***Províncias estruturais brasileiras***. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 2, Campina Grande, Anais, 242-258, 1977.
- ANDREWS, L.M.; RAILSBACK, B. ***Controls on Stylolite Development: Morphologic, Lithologic, and Temporal Evidence from Bedding-Parallel and Transverse Stylolites from the U.S. Appalachians***. The Journal of Geology v.105, N°1, p. 59-73, 1997.
- ANJOS, S. M. C.; SOUZA, R. S.; SOMBRA, C. L.; SCUTA, M. S. ***Evidência de atividade vulcânica na base da Formação Pendência, Bacia Potiguar Emersa***. Boletim de Geociências da Petrobras, v.4: 555-558, 1990.
- ANP (Agência Nacional do Petróleo). ***Informações sobre a Bacia Potiguar para o Round 5***, disponível em: http://www.anp.gov.br/brasil-rounds/round5/round5/Apres_SemTec/R5_Potiguar.pdf, acessado em 25 de agosto de 2011.
- ARARIPE, P.T.; FEIJÓ, F.J. ***Bacia Potiguar***. Boletim de Geociências da Petrobras, v.8, N°1, p.127-141, 1994.
- BAOMIN, Z.; JINGJIANG, L. ***Classification and characteristics of karst reservoir in China and related theories***. Petrol.Explor.Develop.,36(1):12-29, 2009.
- BASYONI, M.H.; ASKARY, M.A. El. ***Study of carbonate rocks of the Khuff and Jubaila Formations, Saudi Arabia, by Thermal Derivatography***. Qatar univ, Sci, J. v.17(1):183-193, 1997.

BERTANI, R. T.; COSTA, I. G. MATOS, R. M. D. **Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e “habitat” do petróleo na Bacia Potiguar**. In: Raja Gabaglia, G. P. e Milani, E. J., (Eds.), *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro, PETROBRAS, p. 291-310, 1990.

CALDAS, L.H.O. **Estudo geológico e geofísico da Falha de Carnaubais, Bacia Potiguar – RN, e implicações neotectônicas**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte- PPGG, 1998.

CHOQUETTE, P.W.; PRAY, L.C. ***Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonate***. The American association of petroleum geologists bulletin. v.54, nº2, p:207-250, 1970.

CHOQUETTE, P.W.; HIATT, E.E. ***Shallow burial dolomite cement: a major component of many ancient sucrosic dolomites***. Sedimentology, v.55, p:423-460, 2008.

CHOQUETTE, P.W.; JAMES, N.P. ***Diagenesis#. Diagenesis in limestones-3. The deep burial environment***. Geoscience Canada, 14,3-35, 1987.

COMPTON, J.S. ***Degree of supersaturation and precipitation of organogenic dolomite***. Geology 16(4), p:318-321, 1988.

CORDOBA, V. C. **A Evolução da Plataforma Carbonática Jandaíra durante o Neocretáceo na Bacia Potiguar: Análise paleoambiental, diagenética e estratigráfica**. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Tese Doutorado, p.239, 2001.

CPRM (Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais). **Mapa Geológico do Rio Grande Norte**, 2004.

CREMONINI, O. A. **Caracterização estrutural e evolução da área de Ubarana, porção submersa da Bacia Potiguar, Brasil**. Dissertação de Mestrado em Geologia Estrutural – Escola de Minas, Universidade de Ouro Preto, 136 p., 1993.

CREMONINI, O. A. **A reativação tectônica da Bacia Potiguar no Cretáceo Superior**. SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, Gramado, Resumos, SBG, v.5, p: 277-280, 1995.

CREMONINI, O. A.; KARNER, G. D. **Soerguimento termal e erosão na Bacia Potiguar submersa e seu relacionamento com a evolução da margem equatorial brasileira**. Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife, Pernambuco, Sociedade Brasileira de Geologia, Boletim, 14: 181-184, 1995.

CREMONINI, O. A.; GOULART, J. P. M. & SOARES, U. M. **O Rifte Potiguar: novos dados e implicações tectônicas**. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 4, Rio Claro, São Paulo, 1996. UNESP, Boletim, pp. 89-93, 1996.

CREMONINI, O. A.; GOULART, J. P. M.; SOARES, U. M. ***Tectonic-Stratigraphic Evolution of Offshore Potiguar Basin, Brazil***. In: AAPG International Conference e Exhibition, Rio de Janeiro, Brasil. American Association of Petroleum Geologists, Extended Abstracts Volume, p. 44-45, 1998.

DELLA FÁVERA, J. C.; CASTRO, J. C.; SOARES, U. M.; ROSSETTI, E. L.; MATSUDA, N.; HASHIMOTO, A. T.; GUZZO, J.; Rodrigues, R.; AZAMBUJA, N. C. ; ALVES, D. B. **Estratigrafia de Seqüências da Formação Pendência, Bacia Potiguar**. Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, Rio Claro, São Paulo. UNESP, Boletim, p.35, 1994.

DIAS-BRITO, D. **Calcisphaerulidea e microfósseis associados da Formação Ponta do Mel – Bacia Potiguar, Brasil**. Coletânea de Trabalhos de Paleontologia. Brasília: DNPM, p.307-314, 1985.

ESTEBAN, M.; KLAPPA, C.F. ***Subaerial exposure enviroment***. American Association of Petroleum Geologist editor, 54 p, 1983.

ESTEBAN, M.; TABERNER, C. ***Distinguished lecture***, 2006. Disponível em: http://www.searchanddiscovery.com/documents/2006/06069dist_lect_abs/abstracts/esteban.htm. Acesso em 13/03/2012.

FAURE, G.; MENSING, T.M. ***Isotopes: principles and aplications***. Wiley Editor. New Jersey, 2005.

FLÜGEL, E. ***Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application***. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2004.

FOLK, R.L.; LAND,L.S. ***Mg/Ca ratio and salinity: two controls on crystallization of dolomite***. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V.59, p.60-68. 1975.

FRANÇOLIN, J. B. L.; SZATMARI, P. **Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira**. Revista Brasileira de Geociências, 17 (2): 196-207, 1987.

GARDOLINSKI, J.E.F. **Quantificação de dolomita e calcita em rochas carbonáticas por análise termogravimétrica**. Relatório Interno do Laboratório de Minerais e Rochas. Setor de Ciências da Terra. Departamento de Geologia. UFPR, 2008.

GASPARRINI, M. **Large-scale hydrothermal dolomitisation in the southwestern Cantabrian Zone (NW Spain): causes and control of the process and origin of the dolomitising fluids**. Dissertation zur Erlangung der Doktor würde der Naturwissenschaftlich-Matematischen Gesamtfakultät der Ruprecht-Karls-Universität, Heidelberg, 2003.

GREGG, J.M. **Basin fluid flow, base-metal sulphide mineralization and the development of dolomite petroleum reservoirs. In: The geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs**. Special Publication 235 of Geological Society, BRAITHWAITE, C.J.R.; RIZZI, G. and DARKE, G. (Eds.) London, UK, 2004.

HASCKPACKER, P.C.; OLIVEIRA, D.C. **A evolução estrutural das zonas de cisalhamento Portalegre e Santa Mônica – RN**. Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, Anais, v. 6, p. 1679-1692, 1984.

HASHIMOTO, A., APPI, C. J.; SOLDANO, A.L. e CERQUEIRA, J.R. **O Neo-Alagoas do Ceará, Araripe e Potiguar (Brasil): caracterização estratigráfica e paleoambiental**. Revista Brasileira de Geociências, v.17(2):118-122, 1987.

HOEFS, J. **Stable isotope geochemistry**. Editora Springer-Verlag 6ª edição, 2009.

JAMES, P.N. **Shallowing-upward sequences in carbonates. In: WALKER, R.G (Ed.) Facies models**. 2ª Ed. Ontário: Geoscience Association of Canadá, p:213-228. 1984.

JARDIM DE SÁ, E. F. **A evolução Proterozóica da Província Borborema**. Simpósio de Geologia do Nordeste. Atas: 271-297, 1984.

JARDIM DE SÁ, E.F. **A Faixa Seridó (Província Borborema, Nordeste do Brasil) e seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana**. Tese de doutorado. Universidade de Brasília, Brasília, 803 p, 1994.

JARVIS, I.; GALE, A.S.; JENKYN, H.C.; PEARCE, M.A. ***Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: a new ^{13}C carbonate reference curve for Cenomanian-Campanian (99,6-70,6 Ma)***. Geol. Mag. 143 (5), p 561-608, 2006.

KLIMCHOUK, A. ***Hypogene Spelogenesis: Hydrological and Morphogenetic Perspective***. Special Paper n.1, National Cave and Karst Research Institute, Carlsbad, NM, 106p, 2007.

KLIMCHOUK, A. ***Morphogenesis of hypogenic caves***. Geomorphology, v.106: 100-117, 2009.

LAUBACH, S.; REED, R.M.; OLSON, J. M.; LANDER, R. H.; BONNEL, R. M. ***Coevolution of crack-seal texture and fracture porosity in sedimentary rocks: cathodoluminescence observations of regional fractures***. Journal of Structural Geology, 27(967-982), 2004.

LAUBACH, S. EICHHUBL, P.; HILGERS, C.; LANDER, R.H. ***Structural diagenesis***. Journal of Structural Geology, 32(1866-1872), 2010.

LIMA NETO, F. F. ***O exemplo da interferência mecânica de uma interface fraca: o campo atual de tensões na Bacia Potiguar***. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de mestrado não publicada, 320 pp, 1998.

LONNOY, A. ***Make sense of a carbonate pore system***. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V.90, nº9:1381-1405, 2006.

LOUCKS, R.G. ***Paleocave carbonate reservoirs: origins, burial-depth modifications, spatial complexity, and reservoir implications***. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V.83, nº11:1795-1834, 1999.

LUCIA, F.J. ***Petrophysical parameters estimated from visual description of carbonate rocks: a field classification of pore space***. Journal of Petroleum Technology, 35:626-637, 1983.

LUO, P.; MACHEL, H.G. ***Pore size and pore throat types in an heterogeneous Dolostone reservoirs, Devonian Grosmont Formation, Western Canada Sedimentary Basin***. American Association of Geologists Bulletin, v.79: 1698-1720, 1995.

MACHEL, H.G. ***Application of cathodoluminescence to carbonate diagenesis.*** Em PAGEL, M.; BARBIN, V.; BLANC, V.; OHNENSTETTER, V. (Eds). Cathodoluminescence in geoscience, Springer-Verlag, Heidelberg, Alemanha, p:271-302, 2000.

MACHEL, H.G. ***Concepts and models of dolomitization. In: The geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs.*** Special Publication 235 of Geological Society, BRAITHWAITE, C.J.R.; RIZZI, G. and DARKE, G. (Eds.) London, UK, 2004.

MAYER, E.; ALVES, R.J. ***Estudo preliminar dos carbonatos da Formação Jandaíra na Bacia Potiguar.*** Salvador, PETROBRAS. RPBA, DIREX, 41p, 1974.

MATOS, R. M. D. ***The Northeast Brazilian Rift System.*** Tectonics, 11(4):766-791, 1992.

MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO A. ***Sedimentary basins of South America.*** In CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO A. e CAMPOS, D.A. (Eds) Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: 31th International Geologic Congress, p:389-449, 2000.

MIZUZAKI A. M. P.; THOMAZ FILHO A.; MILANI E. J.; CÉSERO P. ***Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in the northeastern region of Brazil, South America.*** Journal of South America Earth Sciences, 15: 183-198, 2001.

MORAIS NETO, J. M. ***As Coberturas Sedimentares Terciárias do Interior da Paraíba e Rio Grande do Norte e a Gênese da Antéclise da Borborema.*** Universidade Federal de Ouro Preto, MG, Dissertação de mestrado não publicada, 170 p., 1999.

MOSTAFAVI V.; HARELAND, G.; BELAYNEH, M.; AADNOY, B.S. ***Experimental And Mechanistic Modeling of Fracture Sealing Resistance With Respect to Fluid And Fracture Properties.*** 45th U.S. Rock Mechanics / Geomechanics Symposium, San Francisco, California, Estados Unidos, 2011.

NELSON, R.A. ***Significance of fracture sets associated with stylolites zones.*** The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v.65, nº11, p. 2417-2425. 1981.

OLIVEIRA D. C. ***New data on the relative-age and petrochemistry of the magmatic Cuó event (Potiguar basin; Northeast Brazil)***. In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, 2000, Abstracts, 2000.

PALMER, A.N. ***Support for a sulfuric acid origin for caves in the Guadalupe Mountains, New Mexico***. In: LAND, L.; LUETH,V.; RAATZ, B.; BOSTON, P.; LOVE, D. (Eds), *Caves and Karst of Southerstern New Mexico*: New Mexico Geological Society, Guidebook 57, 195-202, 2006.

PARFENOFF, A.; POMEROL, C.; TOURENQ, J. ***Les Mineraux en grains – Méthode d'étude e détermination***. MASSON et Cie Editeur, Paris, 1970.

PESSOA NETO, O.C. ***Estratigrafia de Sequências da Plataforma mista neogênica na Bacia Potiguar, Margem Equatorial Brasileira***. Revista Brasileira de Geociências, 33(3):263-278, 2003.

PESSOA NETO, O. C.; SOARES, U.M.; SILVA, J.G.F, ROESNER, E.H.;FLORENCIO, C.P. e SOUZA, C.A.V. ***Carta Estratigráfica da Bacia Potiguar***. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.357-369, 2008.

RANDAZZO, A. F.; ZACHOS, N.G. ***Classification and description of dolomitic fabrics of rocks from Floran aquifer, U.S.A***. Sedimentary Geology, v.37, p.15-162. 1983.

REGALI, M. S. P.; GONZAGA, S. M. ***Palinocronoestratigrafia da Bacia Potiguar - Rio Grande do Norte, Brasil***. Departamento Nacional da Produção Mineral, Coletânea de Trabalhos Paleontológicos, Série Geologia, 27, Seção Paleontologia e Estratigrafia, 2:443-460, 1985.

REIS NETO, J.M.; FIORI, A.P.; LOPES, A.P.; MARCHESE,C.; PINTO-COELHO, C.V.; VASCONCELLOS, E.M.V.; SILVA,G.F.; SECCHI, R. ***A microtomografia computadorizada de Raios-X integrada à petrografia no estudo tridimensional de porosidade em rochas***. Revista Brasileira de Geociências, 41 (3):498-508, 2011.

ROBAINA, L.E. ***Geoquímica dos carbonatos reservatórios da Formação Macaé, dos campos de Pampo e Enchova, Bacia de Campos, Brasil***. Dissertação de Mestrado. UFRGS, Porto Alegre, 176p., 1990.

SAMPAIO, A.V.; SCHALLER, H. ***Introdução à estratigrafia cretácea da Bacia Potiguar***, Boletim Técnico da Petrobras Vol.11 (1): 19-44, 1968.

SIBLEY, D.F.; GREGG, J.M. **Classification of dolomite rock textures**. Journal of Sedimentary Petrology, v.57, n.6: 968-975, 1987.

SILVA, I.T. **Faciologia, diagênese e propriedades petrofísicas da Formação Jandaíra- Porção Oeste da Bacia Potiguar** Relatório de graduação, UFRN, 2007.

SOARES, U. M. **As relações entre tectonismo e seqüências deposicionais no rifte Potiguar - porção SW do graben de Umbuzeiro, Bacia Potiguar Emersa**. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, dissertação de mestrado não publicada, 128 p., 2000.

SOARES, U.M.; ROSSETI, E.L.; CASSAB, R.C.T. **Bacia Potiguar**. Em: Bacias sedimentares brasileiras. Projeto Phoenix, Fundação Paleontológica Phoenix, Ano 5, Número 56, 2003.

SOUZA, S.M. **Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar**. Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia – Salvador – v. 5, p. 2392-2406, 1982.

SOUZA, Z.S; VASCONCELOS, P.M; NASCIMENTO, M.A.L.; SILVEIRA, F.V; PAIVA, H.S.; SILVEIRA DIAS, L.G.; VIEGAS, M.C.D.; GALINDO, A.C.; OLIVEIRA, M.J.R. **Geocronologia e geoquímica do magmatismo cretácico a terciário do NE do Brasil**. In: 42º Congresso Brasileiro de Geologia, 2004.

TAGHAVI, A.A.; MORK, A.; EMADI, M.A. **Sequence stratigraphically controlled diagenesis governs reservoir quality in the carbonate Dehluran Field, southwest Iran**, Petroleum Geoscience, v.12, p.115-126. 2006.

TERRA, G.J.S. **Fácies, modelo deposicional e diagênese da sequência carbonática albo-cenomaniana (Formação Ponta do Mel) da Bacia Potiguar**. Rio de Janeiro. 153p., dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1990(a).

TERRA, G.J.S. **Influência da evolução deposicional na cimentação dos carbonatos de alta energia da Fm. Ponta do Mel - Bacia Potiguar**. Anais do XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia. Natal. v.1 p. 265-280, 1990(b).

TERRA, G.J.S.; SPADINI, A. R.; FRANÇA, A.B.; SOMBRA, C.L.; ZAMBONATO, E.E.; JUSCHAKS, L.C.S.; ARIENTI, L.M.; ERTHAL, M.M.; BLAUTH, M.; FRANCO, M.P.; MATSUDA, N.S.; SILVA, N.G.C.; MORETTI JUNIOR, P.A.; D'AVILA, R.S.F.; SOUZA, R.S.; TONIETTO, S.N.; ANJOS, S.M.C.; CAMPINHO, V.S.; WINTER, W.R. **Classificação das rochas carbonáticas aplicada às bacias brasileiras**, Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.18, n.1, p.9-29, 2009.

TIBANA, P.; TERRA, G.J.S. **Sequências carbonáticas do cretáceo da Bacia Potiguar**. Bol. Tec. Petrobrás, v. 24, nº 3, p. 174-183, 1981.

TUCKER, M.E.; WRIGHT, V.P. **Carbonate Sedimentology**. Blackwell Science Editor, United Kingdom, 1990.

VASCONCELOS, E.P. O evento CPT – **Camadas Ponta do Tubarão, Aptiano da Bacia Potiguar**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1995.

VASCONCELOS, E.P.; LIMA NETO, F.F.; ROSS, S. **Unidades de correlação da Formação Açu**. Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal. Anais, v.1:227-240, 1990.

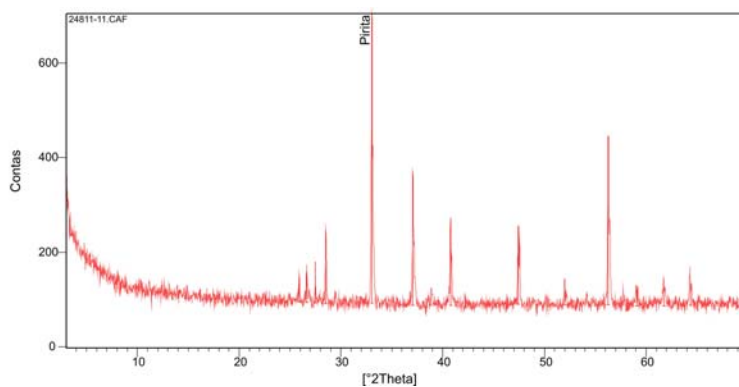
WARREN, J. **Dolomite Occurrence, evolution and economically important associations**. Earth Science Reviews 52:1-81, 2000.

ZORLU, J. **Sedimentpetrographische und geochemische Untersuchungen an unterschiedlich überprägten Triasdolomiten der Ost- und Südalpen**. Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades eines Doktors der Naturwissenschaften an der Fakultät für Geowissenschaften der Ruhr-Universität Bochum. Deutschland. 181p, 2007.

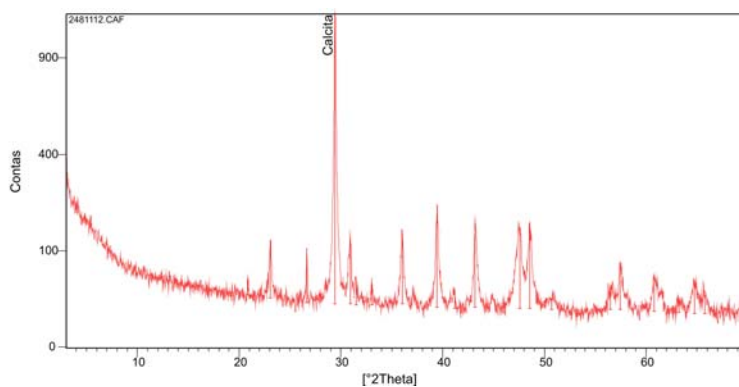
APÊNDICES

| | |
|--|------------|
| APÊNDICE I: Numeração e profundidades das amostras do poço P1..... | 170 |
| APÊNDICE II: Fotomicrografias e difratogramas das amostras do poço P1 | 171 |
| APÊNDICE III: Tabela com resultados das análises químicas por FRX das amostras dos poços P2, P3 e P4..... | 186 |
| APÊNDICE IV: Tabela com resultados das análises químicas por FRX das amostras do poço P1..... | 187 |
| APÊNDICE V: Tabela com os valores dos isótopos de carbono e oxigênio das amostras do poço P1..... | 189 |

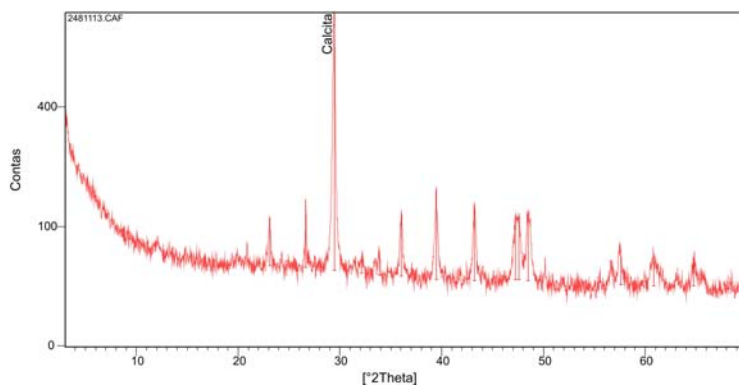
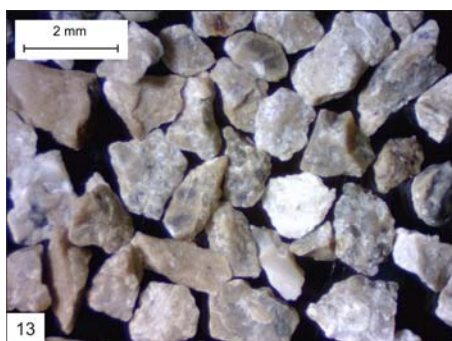
| Número da amostra | Profundidade (m) | Número da amostra | Profundidade (m) |
|-------------------|------------------|-------------------|------------------|
| 1 | 1.548 | 35 | 1.854 |
| 2 | 1.557 | 36 | 1.863 |
| 3 | 1.566 | 37 | 1.872 |
| 4 | 1.575 | 38 | 1.881 |
| 5 | 1.584 | 39 | 1.890 |
| 6 | 1.593 | 40 | 1.899 |
| 7 | 1.602 | 41 | 1.908 |
| 8 | 1.611 | 42 | 1.917 |
| 9 | 1.620 | 43 | 1.926 |
| 10 | 1.629 | 44 | 1.935 |
| 11 | 1.638 | 45 | 1.944 |
| 12 | 1.647 | 46 | 1.953 |
| 13 | 1.656 | 47 | 1.962 |
| 14 | 1.665 | 48 | 1.971 |
| 15 | 1.674 | 49 | 1.980 |
| 16 | 1.683 | 50 | 1.989 |
| 17 | 1.692 | 51 | 1.998 |
| 18 | 1.701 | 52 | 2.007 |
| 19 | 1.710 | 53 | 2.016 |
| 20 | 1.719 | 54 | 2.025 |
| 21 | 1.728 | 55 | 2.034 |
| 22 | 1.737 | 56 | 2.043 |
| 23 | 1.746 | 57 | 2.052 |
| 24 | 1.755 | 58 | 2.061 |
| 25 | 1.764 | 59 | 2.070 |
| 26 | 1.773 | 60 | 2.079 |
| 27 | 1.782 | 61 | 2.088 |
| 28 | 1.791 | 62 | 2.097 |
| 29 | 1.800 | 63 | 2.106 |
| 30 | 1.809 | 64 | 2.115 |
| 31 | 1.818 | 65 | 2.124 |
| 32 | 1.827 | 66 | 2.127 |
| 33 | 1.836 | 67 | 2.130 |
| 34 | 1.845 | - | - |



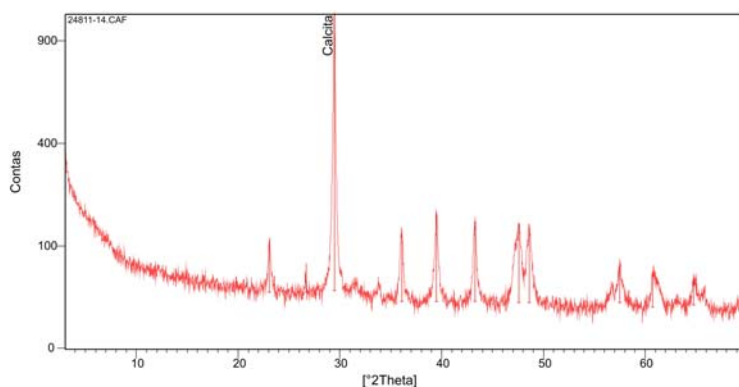
Amostra 11 (1.638m).



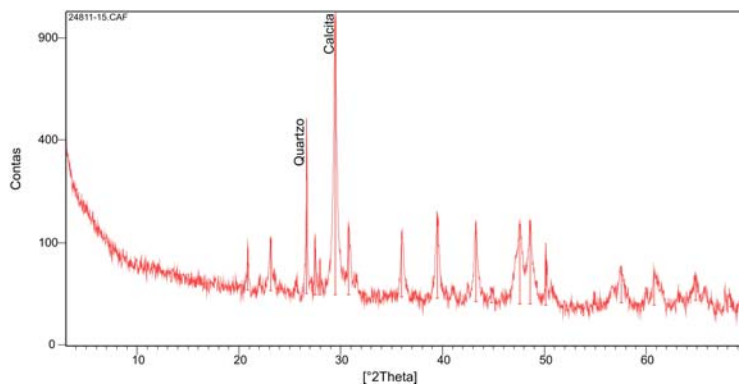
Amostra 12 (1.647m).



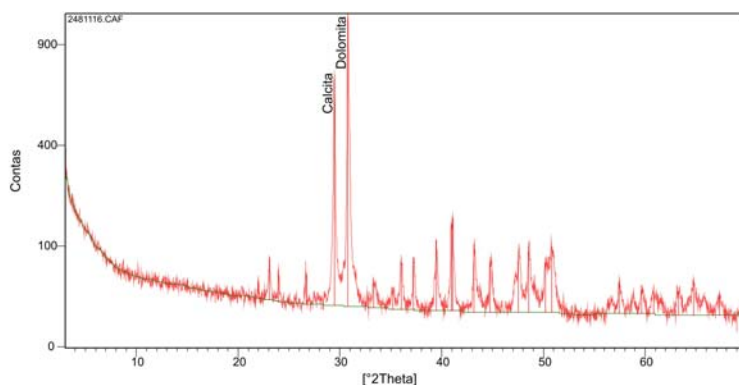
Amostra 13 (1.656m).



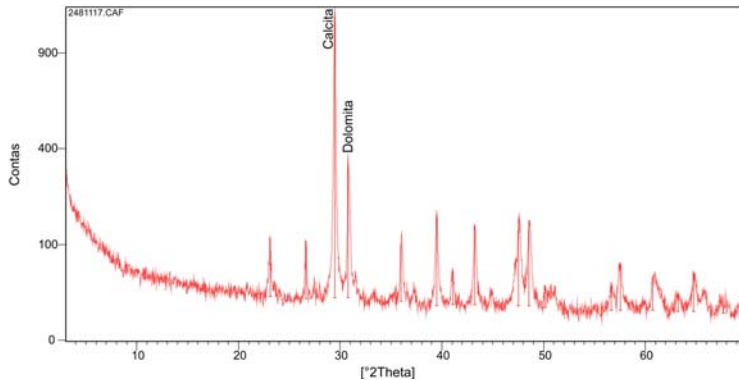
Amostra 14 (1.655m).



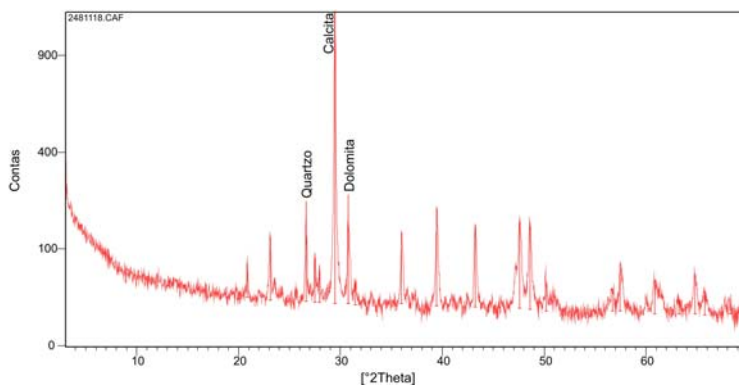
Amostra 15 (1.674m).



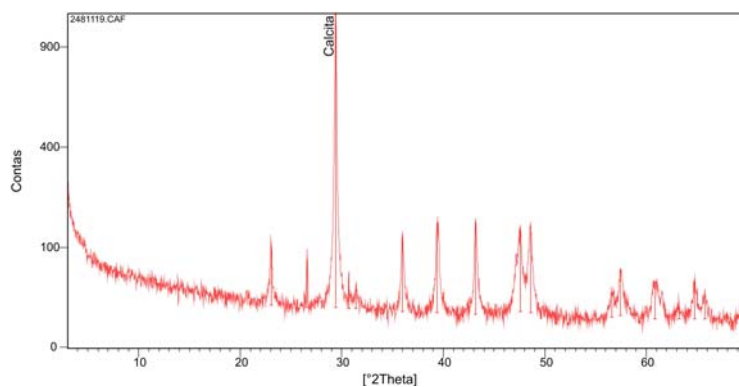
Amostra 16 (1.683m).



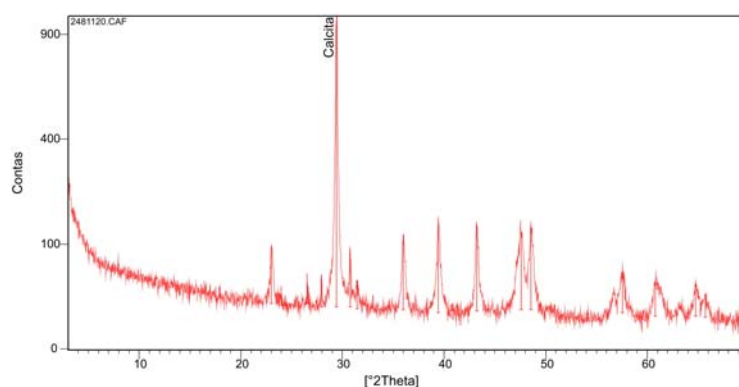
Amostra 17 (1.692m).



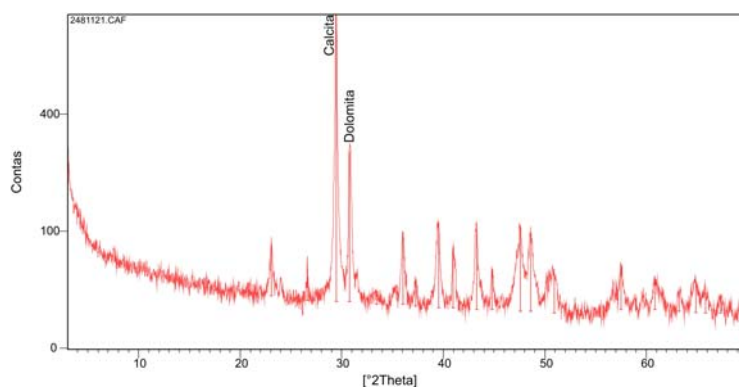
Amostra 18 (1.701m).



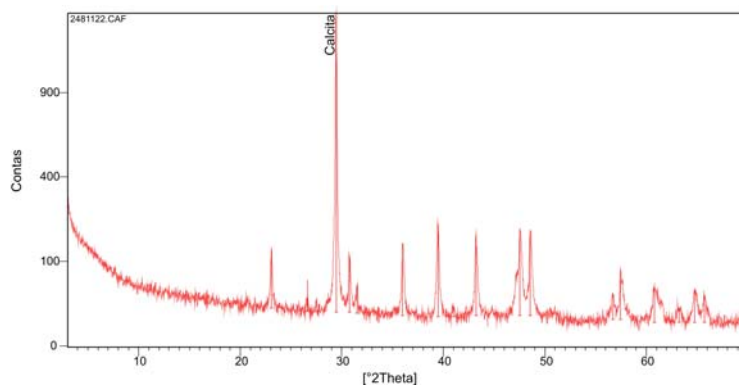
Amostra 19 (1.710m).



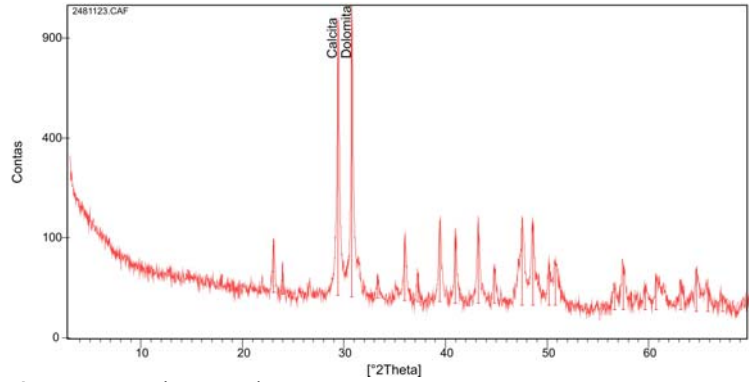
Amostra 20 (1.719m).



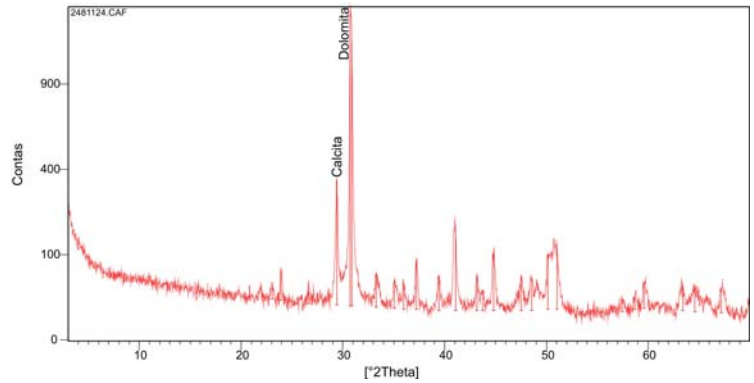
Amostra 21 (1.728m).



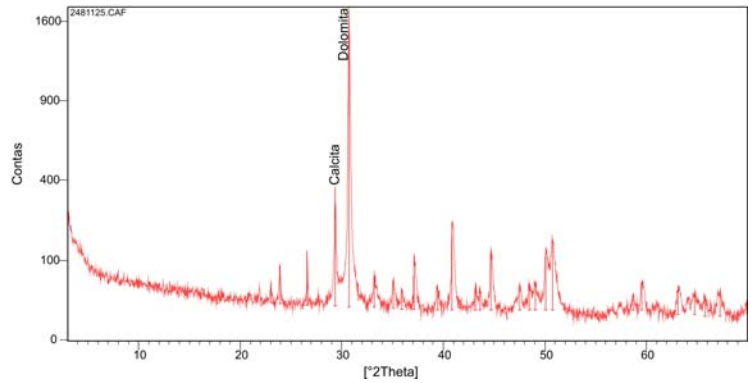
Amostra 22 (1.737m).



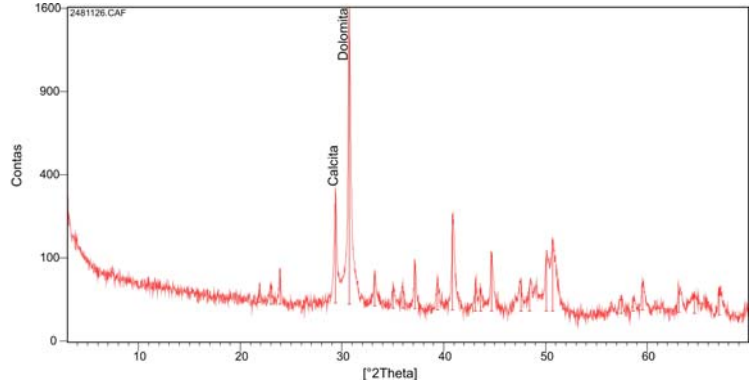
Amostra 23 (1.746m).



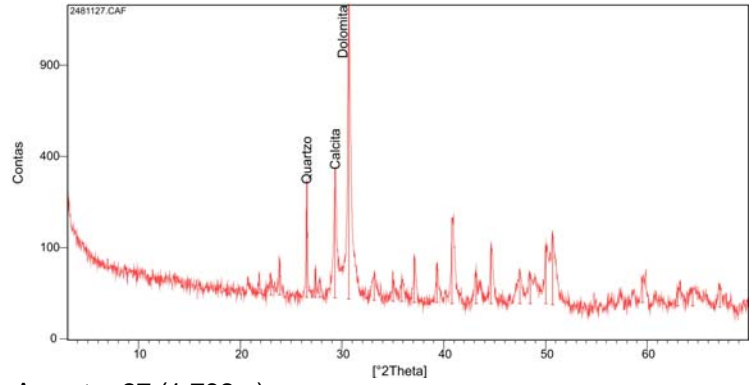
Amostra 24 (1.755m).



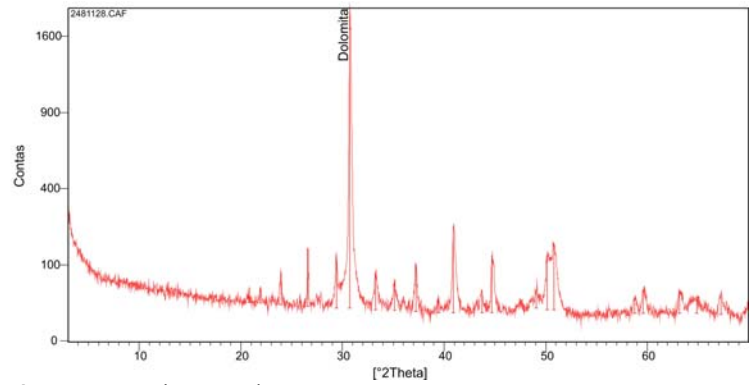
Amostra 25 (1.764m).



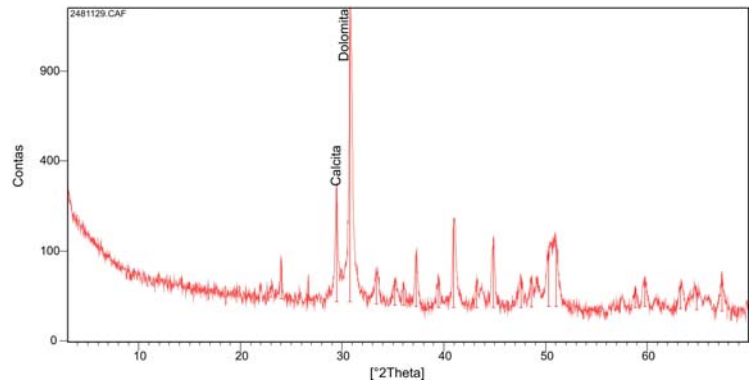
Amostra 26 (1.773m).



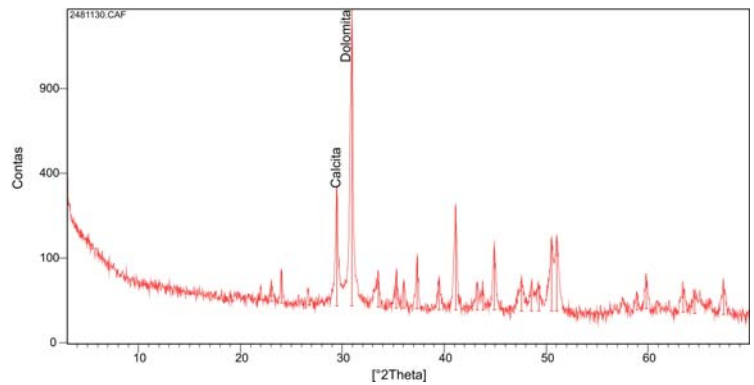
Amostra 27 (1.782m).



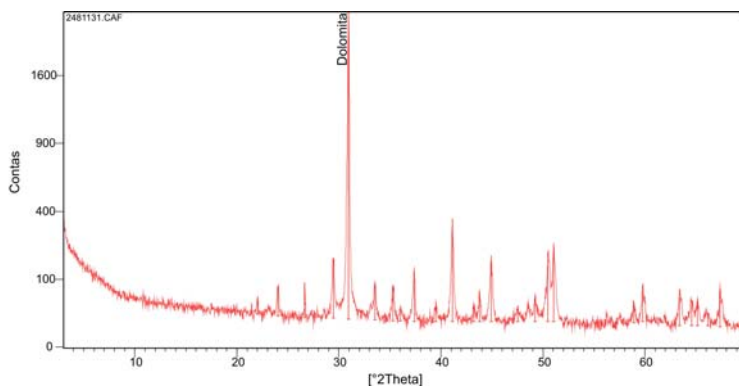
Amostra 28 (1.791m).



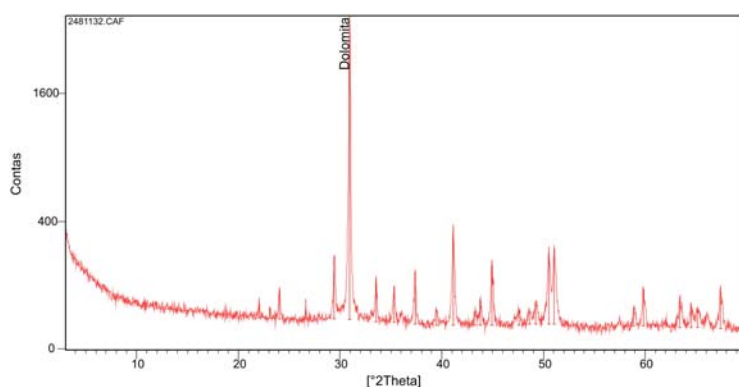
Amostra 29 (1.800m).



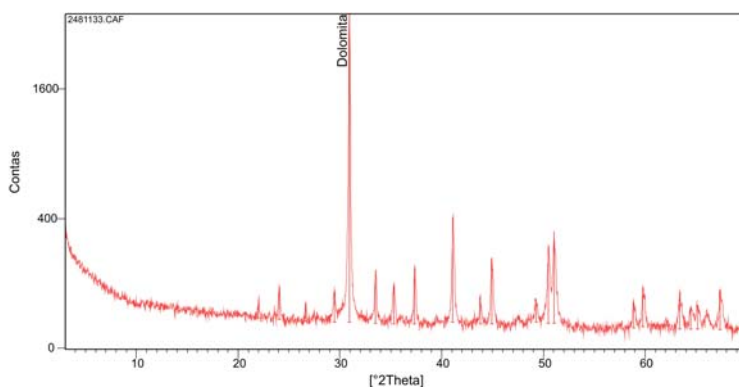
Amostra 30 (1.809m).



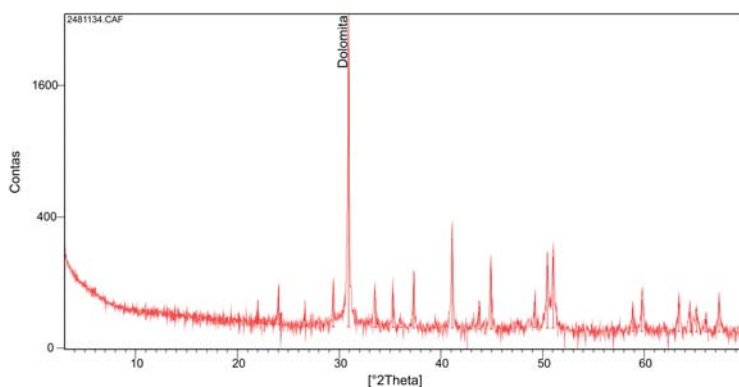
Amostra 31 (1.818m).



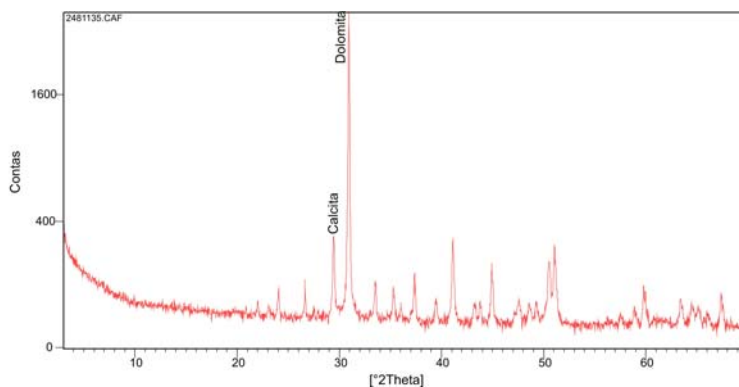
Amostra 32 (1.827m).



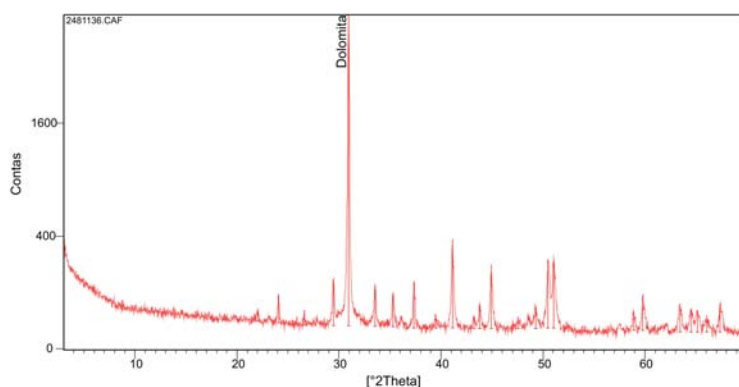
Amostra 33 (1.836m).



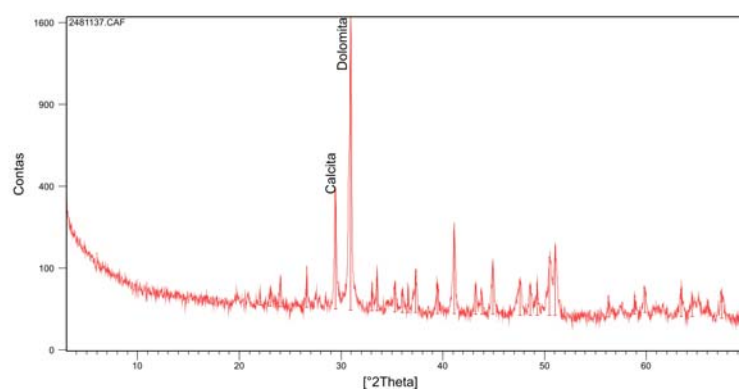
Amostra 34 (1.845m).



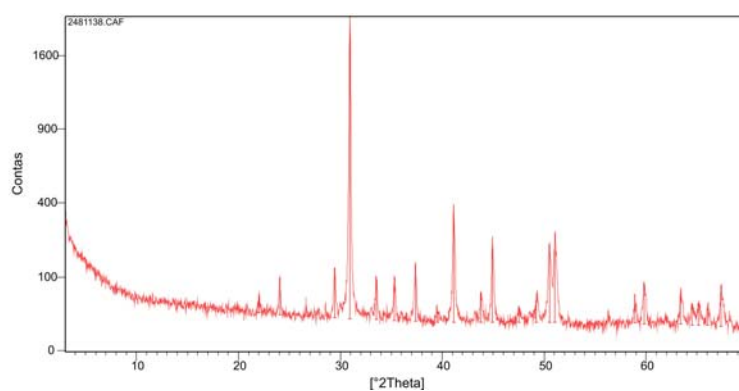
Amostra 35 (1.854m).



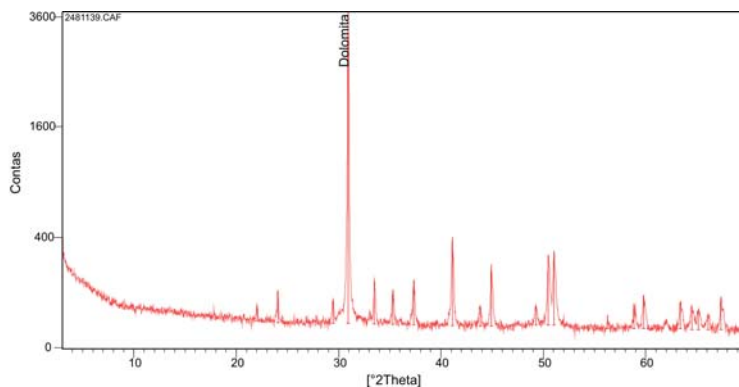
Amostra 36 (1.863m).



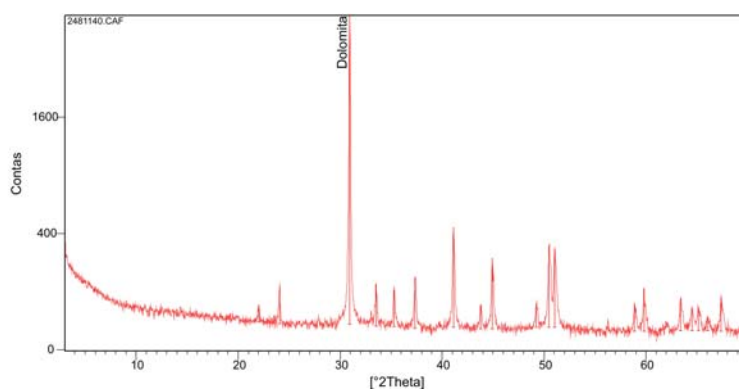
Amostra 37 (1.872m).



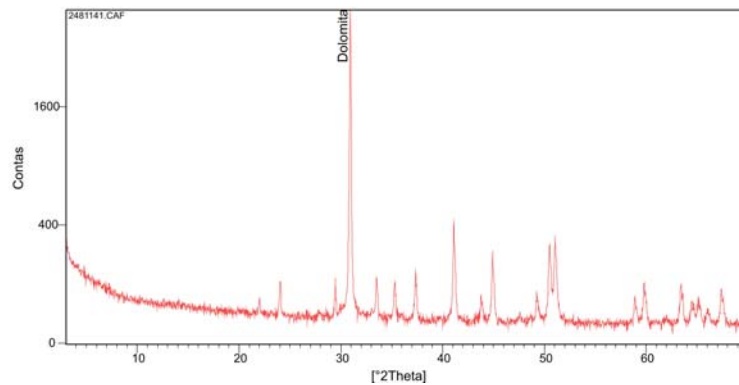
Amostra 38 (1.881m).



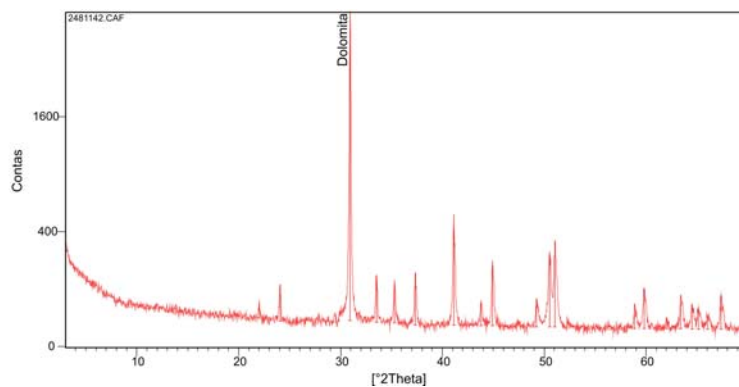
Amostra 39 (1.890m).



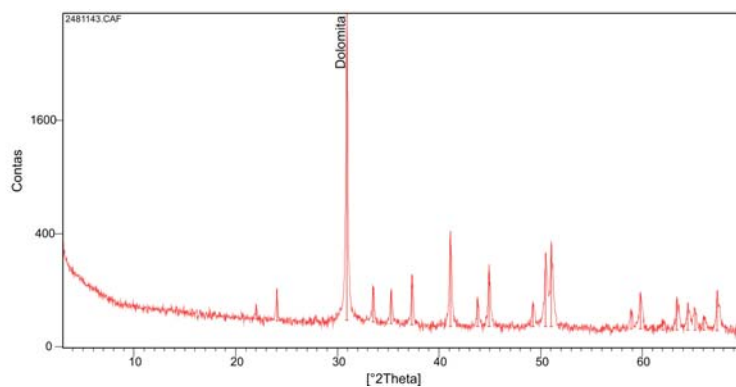
Amostra 40 (1.899m).



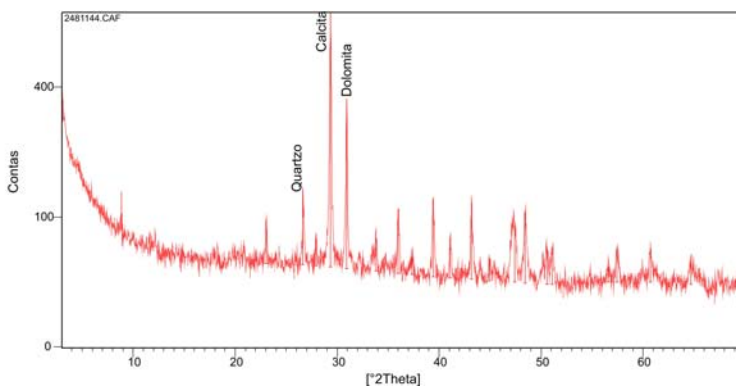
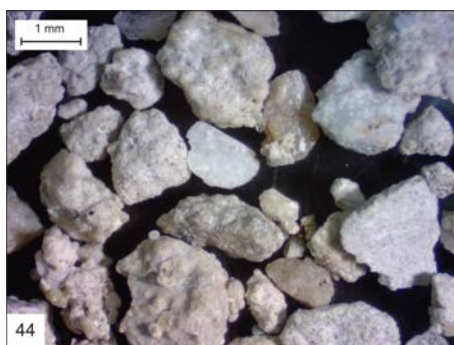
Amostra 41 (1.908m).



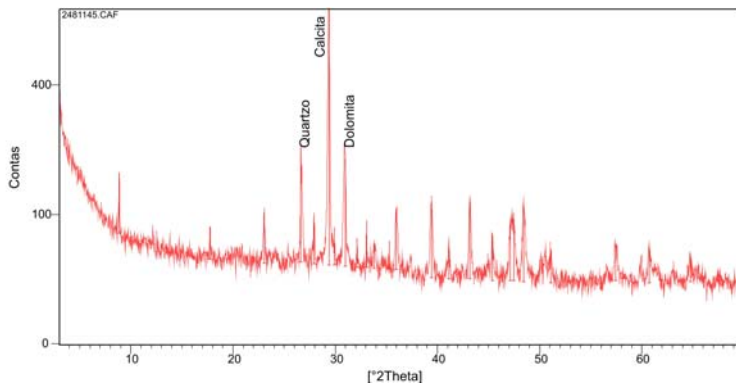
Amostra 42 (1.917m).



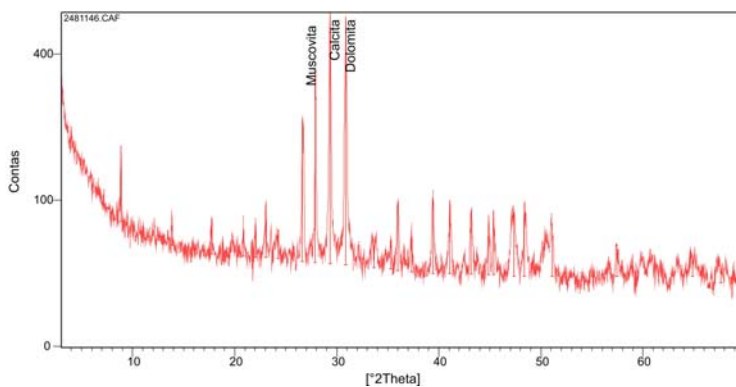
Amostra 43 (1.926m).



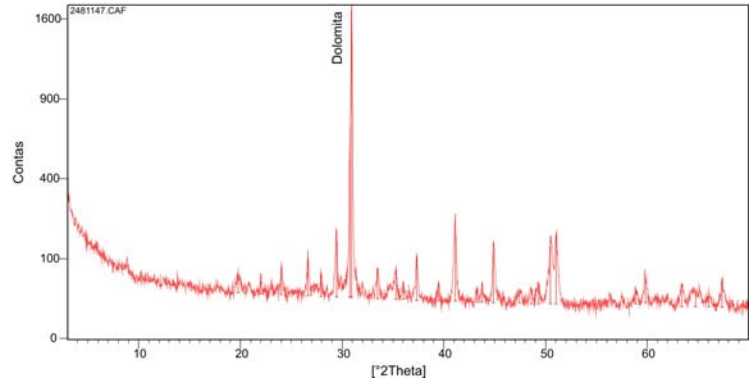
Amostra 44 (1.935m).



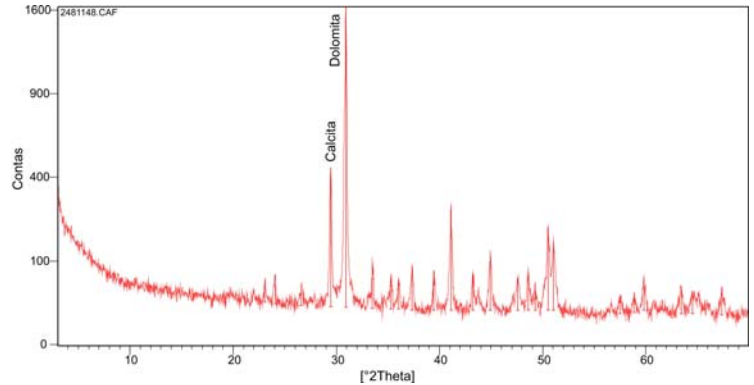
Amostra 45 (1.944m).



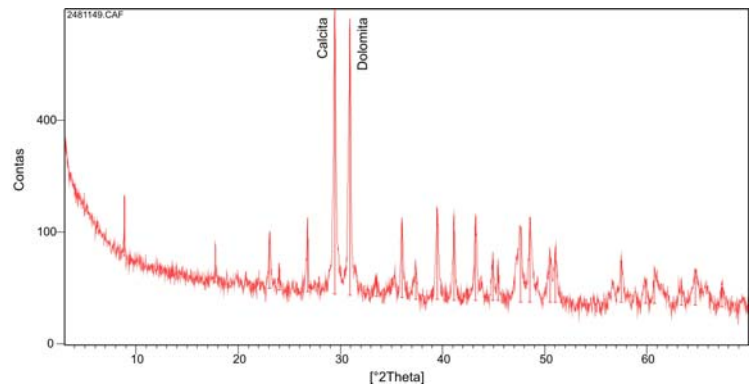
Amostra 46 (1.953m).



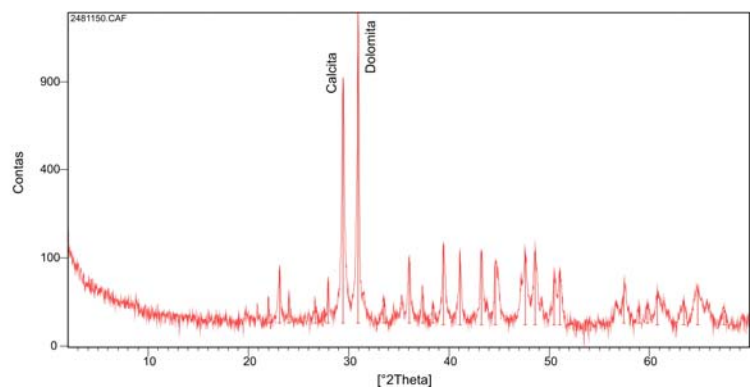
Amostra 47 (1.962m).



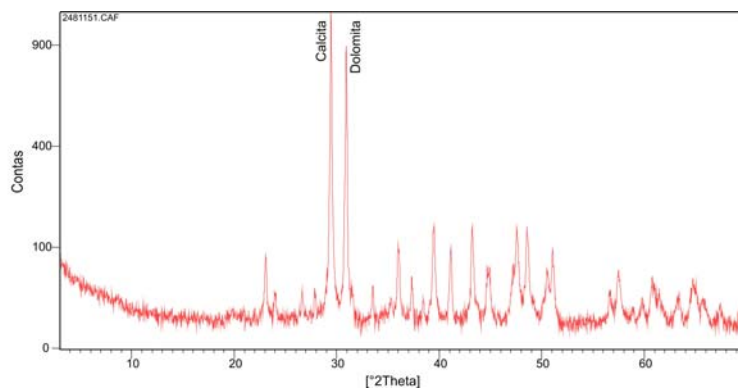
Amostra 48 (1.971m).



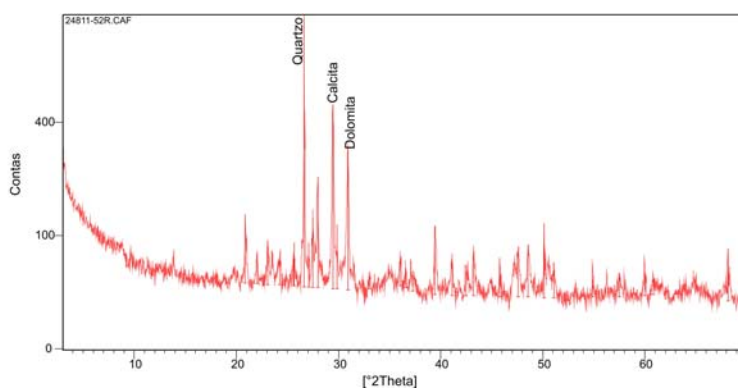
Amostra 49 (1.980m).



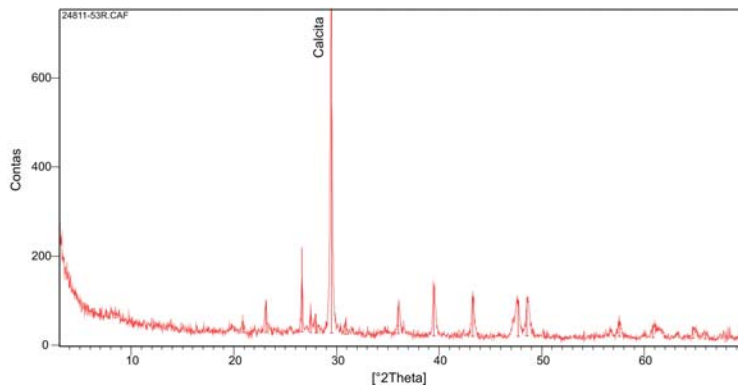
Amostra 50 (1.989m).



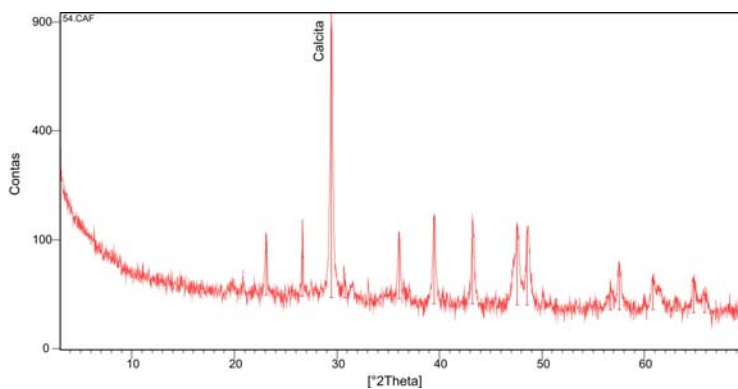
Amostra 51 (1.998m).



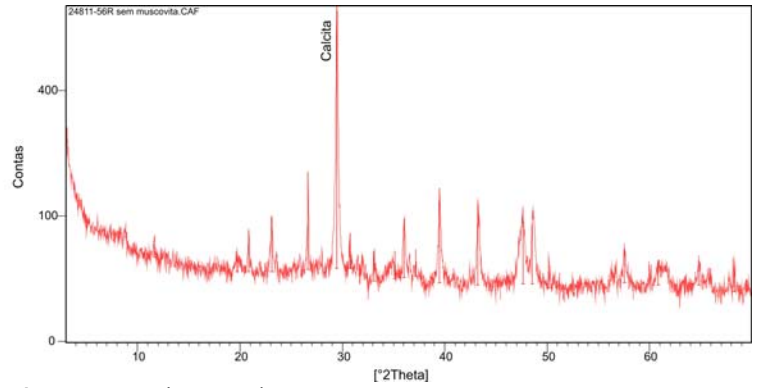
Amostra 52 (2.007m).



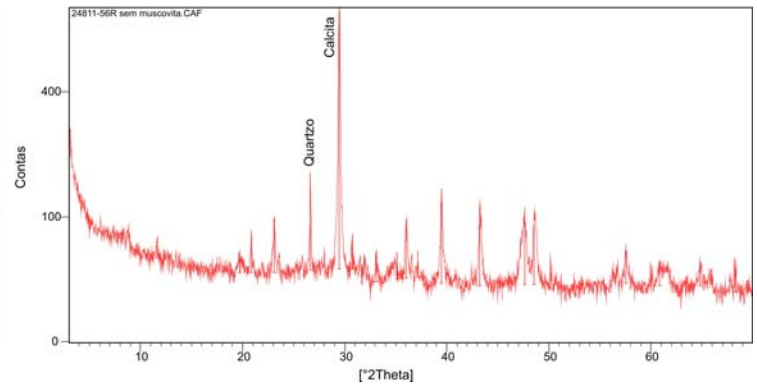
Amostra 53 (2.016m).



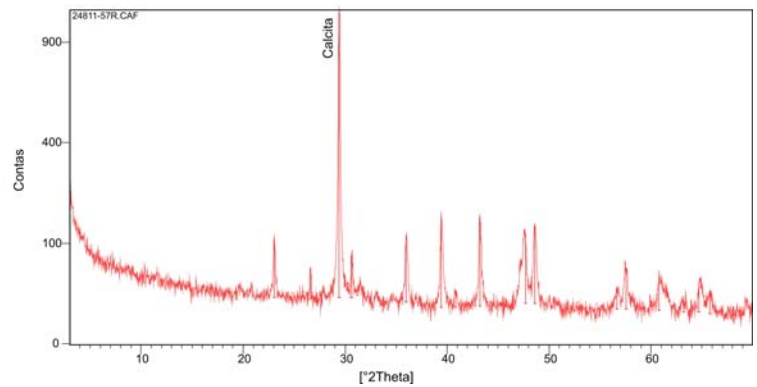
Amostra 54 (2.025m).



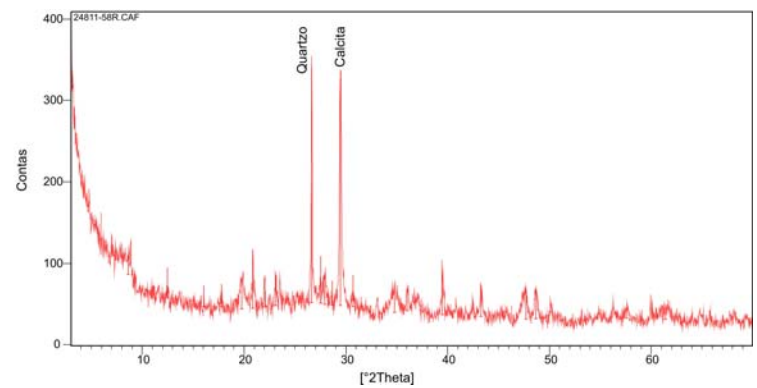
Amostra 55 (2.034m).



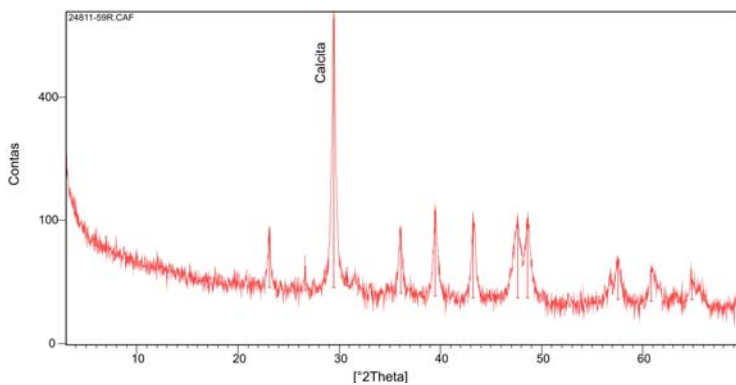
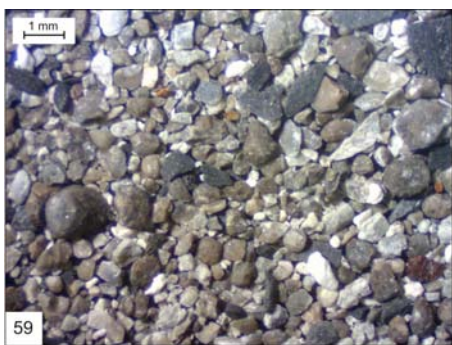
Amostra 56 (2.043m).



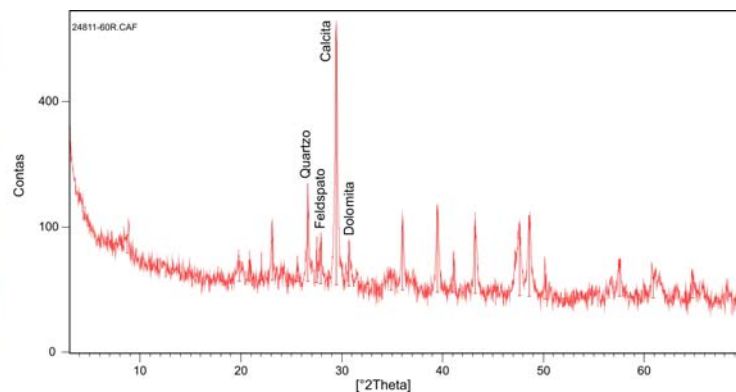
Amostra 57 (2.052m).



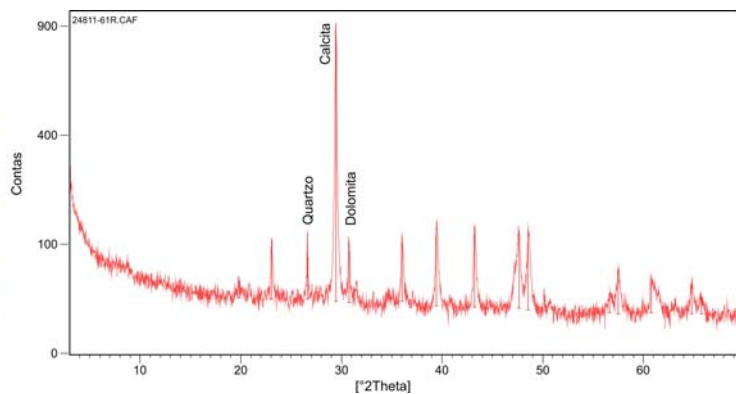
Amostra 58 (2.061m).



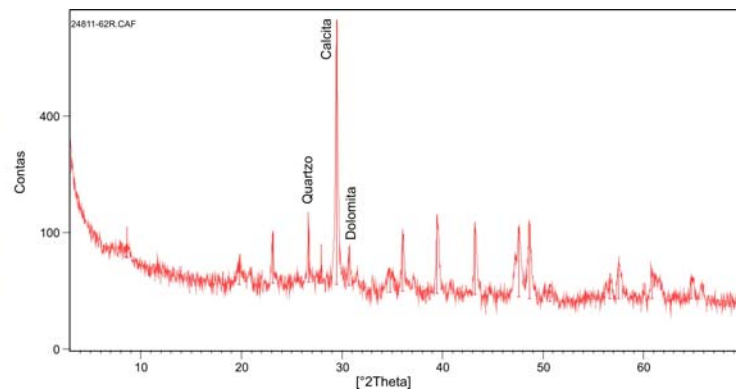
Amostra 59 (2.070m).



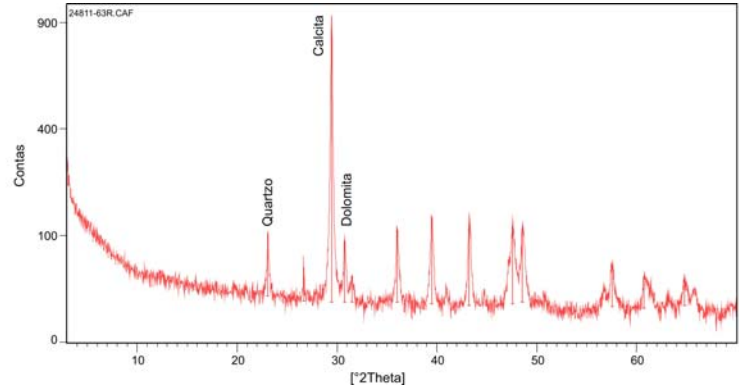
Amostra 60 (2.079 m).



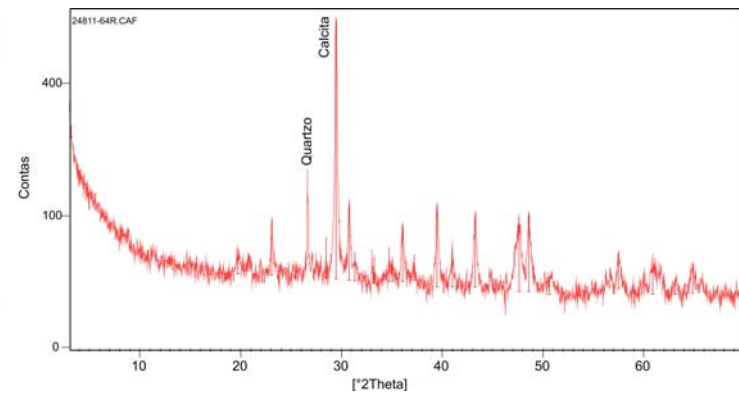
Amostra 61 (2.088m).



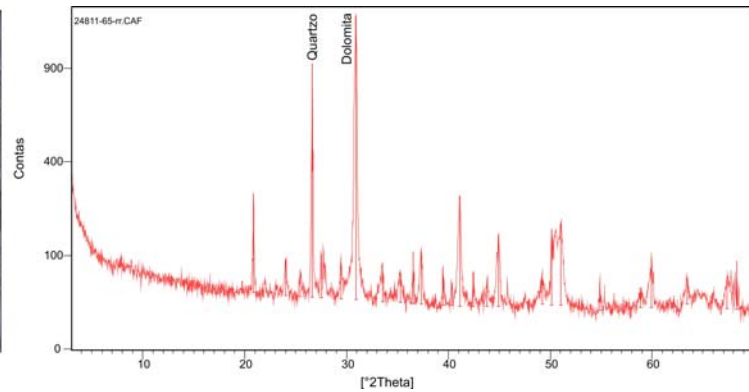
Amostra 62 (2.097m).



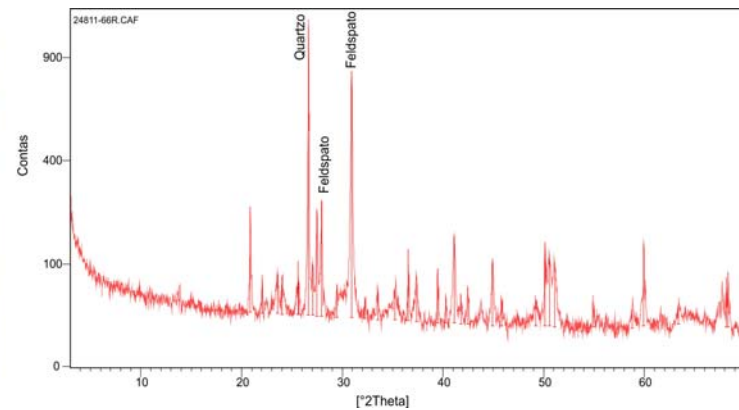
Amostra 63 (2.106m).



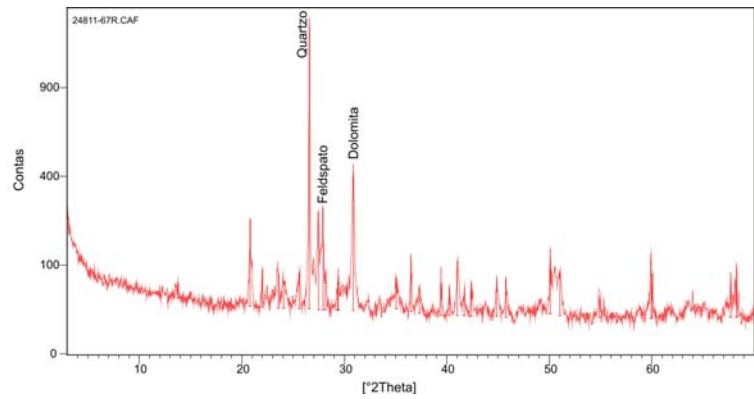
Amostra 64 (2.115m).



Amostra 65 (2.124m).



Amostra 66 (2.127m).



Amostra 67 (2.130m).

| Nome amostra | Prof.(m) | P.F. (%) | CaO (%) | SiO ₂ (%) | Al ₂ O ₃ (%) | Fe ₂ O ₃ (%) | K ₂ O (%) | SO ₃ (ppm) | MgO (%) | P ₂ O ₅ (%) | TiO ₂ (%) | Na ₂ O (%) | MnO (%) | Sr (ppm) | Cl (ppm) | Ba (ppm) |
|--------------|----------|-------------|------------|-------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|-------------------------|--------------------------|------------|--------------------------------------|-------------------------|--------------------------|------------|-------------|-------------|-------------|
| P4.B | 1553,20 | 43,60 | 55,00 | 0,30 | 0,00 | 0,10 | 0,00 | 0,00 | 0,90 | 0,10 | 0,000 | 0,00 | 0,000 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| P4.C | 1554,20 | 43,27 | 55,52 | 0,34 | 0,04 | 0,07 | 0,02 | 201 | 0,49 | 0,017 | 0,008 | 0,17 | 0,014 | 170 | 135 | 0,00 |
| P2.F | 1639,50 | 43,03 | 55,46 | 0,50 | 0,07 | 0,11 | 0,05 | 288 | 0,46 | 0,066 | 0,066 | 0,17 | 0,021 | 256 | 69 | 0,00 |
| P2.I1 | 1641,50 | 42,49 | 56,07 | 0,44 | 0,04 | 0,29 | 0,04 | 798 | 0,29 | 0,026 | 0,026 | 0,17 | 0,032 | 178 | 91 | 0,00 |
| P2.N | 1646,60 | 42,07 | 54,66 | 1,51 | 0,44 | 0,18 | 0,17 | 400 | 0,57 | 0,059 | 0,059 | 0,22 | 0,020 | 265 | 82 | 0,00 |
| P3.K | 1648,00 | 43,25 | 55,51 | 0,43 | 0,04 | 0,07 | 0,04 | 250 | 0,38 | 0,021 | 0,009 | 0,18 | 0,017 | 236 | 89 | 0,00 |
| P3.H | 1882,20 | 45,92 | 34,36 | 0,24 | 0,00 | 0,40 | 0,02 | 574 | 18,78 | 0,02 | 0,005 | 0,05 | 0,110 | 118 | 140 | 0,00 |
| P3.E | 1885,00 | 45,65 | 35,64 | 0,39 | 0,05 | 0,38 | 0,04 | 1016 | 17,54 | 0,013 | 0,008 | 0,07 | 0,095 | 118 | 205 | 4,00 |
| P3.F | 1885,50 | 45,43 | 38,75 | 0,48 | 0,08 | 0,26 | 0,05 | 632 | 14,66 | 0,017 | 0,011 | 0,08 | 0,104 | 136 | 115 | 0,00 |
| P3.B | 2037,90 | 20,60 | 21,90 | 31,50 | 12,30 | 5,50 | 3,40 | 0,80 | 2,20 | 0,200 | 0,700 | 0,70 | 0,000 | 0 | 0 | 0,10 |
| P3.C | 2039,00 | 32,31 | 28,60 | 19,85 | 6,26 | 4,23 | 1,82 | 4805 | 5,25 | 0,109 | 0,337 | 0,60 | 0,082 | 353 | 161 | 119 |

APÊNDICE III – Tabela com resultados das análises químicas por FRX das amostras dos poços P2, P3 e P4.

| Nome amostra | Prof.(m) | P.F. (%) | CaO (%) | SiO ₂ (%) | Al ₂ O ₃ (%) | Fe ₂ O ₃ (%) | K ₂ O (%) | SO ₃ (ppm) | MgO (%) | P ₂ O ₅ (%) | TiO ₂ (%) | Na ₂ O (%) | MnO (%) | Sr (ppm) | Cl (ppm) | Ba (ppm) |
|--------------|----------|-------------|------------|-------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|-------------------------|--------------------------|------------|--------------------------------------|-------------------------|--------------------------|------------|-------------|-------------|-------------|
| 12 | 1.647,00 | * | | | | | | | | | | | | | | |
| 13 | 1.656,00 | * | | | | | | | | | | | | | | |
| 14 | 1.665,00 | 38,86 | 50,23 | 5,61 | 0,89 | 1,83 | 0,14 | 2635 | 1,37 | 0,053 | 0,042 | 0,34 | 0,05 | 349 | 1094 | 1578 |
| 15 | 1.674,00 | 35,67 | 49,20 | 9,00 | 1,43 | 1,02 | 0,72 | 2154 | 2,06 | 0,052 | 0,056 | 0,44 | 0,048 | 347 | 120 | 263 |
| 16 | 1.683,00 | 43,43 | 43,39 | 1,74 | 0,38 | 0,83 | 0,14 | 918 | 9,72 | 0,023 | 0,023 | 0,13 | 0,067 | 238 | 87 | 21 |
| 17 | 1.692,00 | 39,93 | 51,01 | 3,83 | 0,73 | 0,72 | 0,34 | 1539 | 2,84 | 0,05 | 0,035 | 0,25 | 0,042 | 332 | 68 | 54 |
| 18 | 1.701,00 | 34,01 | 47,41 | 10,69 | 1,97 | 1,61 | 0,95 | 5089 | 2,09 | 0,043 | 0,069 | 0,54 | 0,048 | 253 | 78 | 204 |
| 19 | 1.710,00 | 41,23 | 54,42 | 1,83 | 0,30 | 0,57 | 0,17 | 1390 | 0,98 | 0,046 | 0,019 | 0,22 | 0,025 | 353 | 56 | 4 |
| 20 | 1.719,00 | 42,07 | 54,18 | 1,19 | 0,26 | 0,51 | 0,13 | 1278 | 1,25 | 0,035 | 0,017 | 0,18 | 0,017 | 331 | 49 | 0 |
| 21 | 1.728,00 | 42,56 | 49,72 | 1,78 | 0,42 | 0,44 | 0,19 | 957 | 4,49 | 0,037 | 0,024 | 0,18 | 0,032 | 307 | 70 | 2 |
| 22 | 1.737,00 | 41,76 | 52,97 | 1,89 | 0,52 | 0,70 | 0,19 | 1265 | 1,51 | 0,046 | 0,033 | 0,19 | 0,020 | 335 | 66 | 23 |
| 23 | 1.746,00 | 42,83 | 48,47 | 1,84 | 0,51 | 0,51 | 0,18 | 874 | 5,27 | 0,032 | 0,023 | 0,16 | 0,038 | 224 | 61 | 271 |
| 24 | 1.755,00 | 43,97 | 37,80 | 2,32 | 0,73 | 0,48 | 0,25 | 1223 | 13,94 | 0,036 | 0,014 | 0,10 | 0,095 | 190 | 119 | 1105 |
| 25 | 1.764,00 | 43,72 | 37,05 | 1,95 | 0,57 | 0,47 | 0,20 | 1490 | 15,5 | 0,058 | 0,004 | 0,09 | 0,070 | 195 | 95 | 1423 |
| 26 | 1.773,00 | 43,93 | 38,64 | 1,50 | 0,45 | 0,60 | 0,17 | 1555 | 14,3 | 0,061 | 0,024 | 0,08 | 0,049 | 184 | 93 | 154 |
| 27 | 1.782,00 | 39,82 | 37,61 | 6,19 | 1,21 | 0,83 | 0,56 | 2451 | 13,1 | 0,051 | 0,043 | 0,21 | 0,087 | 193 | 90 | 190 |
| 28 | 1.791,00 | 42,53 | 33,54 | 4,14 | 1,15 | 0,78 | 0,42 | 3636 | 16,78 | 0,035 | 0,057 | 0,11 | 0,069 | 149 | 118 | 24 |
| 29 | 1.800,00 | 43,41 | 37,54 | 1,85 | 0,58 | 0,69 | 0,20 | 2822 | 14,96 | 0,079 | 0,000 | 0,11 | 0,049 | 191 | 218 | 2041 |
| 30 | 1.809,00 | 42,88 | 36,85 | 2,51 | 0,79 | 0,94 | 0,28 | 3631 | 14,87 | 0,055 | 0,000 | 0,10 | 0,059 | 231 | 153 | 2760 |
| 31 | 1.818,00 | 43,16 | 34,74 | 1,75 | 0,49 | 0,93 | 0,21 | 2469 | 17,99 | 0,22 | 0,025 | 0,08 | 0,088 | 140 | 219 | 222 |
| 32 | 1.827,00 | 43,34 | 33,14 | 2,76 | 0,89 | 0,82 | 0,31 | 1896 | 18,14 | 0,123 | 0,041 | 0,09 | 0,087 | 133 | 265 | 209 |
| 33 | 1.836,00 | 46,18 | 31,70 | 1,56 | 0,44 | 0,27 | 0,17 | 598 | 19,43 | 0,036 | 0,024 | 0,06 | 0,039 | 99 | 149 | 39 |
| 34 | 1.845,00 | 45,77 | 31,91 | 2,08 | 0,62 | 0,30 | 0,21 | 769 | 18,84 | 0,045 | 0,028 | 0,07 | 0,035 | 104 | 149 | 0 |
| 35 | 1.854,00 | 42,82 | 32,48 | 5,45 | 1,74 | 1,02 | 0,55 | 3097 | 15,31 | 0,05 | 0,072 | 0,11 | 0,045 | 133 | 142 | 92 |
| 36 | 1.863,00 | 44,67 | 33,35 | 1,66 | 0,52 | 0,39 | 0,19 | 1253 | 18,63 | 0,27 | 0,026 | 0,07 | 0,057 | 114 | 195 | 52 |
| 37 | 1.872,00 | 39,45 | 30,24 | 9,64 | 3,10 | 2,92 | 0,99 | 11140 | 12,04 | 0,095 | 0,134 | 0,16 | 0,063 | 143 | 132 | 278 |
| 38 | 1.881,00 | 43,64 | 30,31 | 4,20 | 1,48 | 1,18 | 0,52 | 2571 | 18,06 | 0,081 | 0,071 | 0,07 | 0,104 | 116 | 182 | 33 |
| 39 | 1.890,00 | 46,15 | 31,57 | 0,62 | 0,17 | 1,31 | 0,07 | 3176 | 19,32 | 0,167 | 0,012 | 0,06 | 0,185 | 90 | 365 | 0 |
| 40 | 1.899,00 | 45,65 | 31,52 | 0,71 | 0,20 | 0,96 | 0,08 | 1638 | 20,33 | 0,048 | 0,012 | 0,07 | 0,199 | 89 | 453 | 0 |
| 41 | 1.908,00 | 45,03 | 32,22 | 0,52 | 0,14 | 1,16 | 0,06 | 2270 | 20,26 | 0,039 | 0,010 | 0,06 | 0,215 | 87 | 384 | 0 |

| Nome amostra | Prof.(m) | P.F. (%) | CaO (%) | SiO ₂ (%) | Al ₂ O ₃ (%) | Fe ₂ O ₃ (%) | K ₂ O (%) | SO ₃ (ppm) | MgO (%) | P ₂ O ₅ (%) | TiO ₂ (%) | Na ₂ O (%) | MnO (%) | Sr (ppm) | Cl (ppm) | Ba (ppm) |
|--------------|----------|-------------|------------|-------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|-------------------------|--------------------------|------------|--------------------------------------|-------------------------|--------------------------|------------|-------------|-------------|-------------|
| 42 | 1.917,00 | 46,21 | 31,39 | 0,93 | 0,30 | 0,61 | 0,11 | 1017 | 20,07 | 0,027 | 0,016 | 0,06 | 0,136 | 78 | 354 | 0 |
| 43 | 1.926,00 | 46,15 | 31,4 | 0,89 | 0,28 | 0,66 | 0,11 | 1097 | 20,13 | 0,026 | 0,017 | 0,06 | 0,128 | 78 | 360 | 0 |
| 44 | * | | | | | | | | | | | | | | | |
| 45 | * | | | | | | | | | | | | | | | |
| 46 | * | | | | | | | | | | | | | | | |
| 47 | 1.962,00 | 36,54 | 24,54 | 16,30 | 5,22 | 2,14 | 1,52 | 4636 | 12,55 | 0,061 | 0,210 | 0,24 | 0,150 | 105 | 233 | 214 |
| 48 | 1.971,00 | 40,27 | 33,45 | 7,29 | 2,45 | 1,66 | 0,74 | 4210 | 13,21 | 0,062 | 0,104 | 0,16 | 0,114 | 156 | 187 | 300 |
| 49 | 1.980,00 | 39,65 | 40,39 | 6,97 | 2,55 | 1,49 | 0,70 | 2654 | 7,48 | 0,08 | 0,091 | 0,21 | 0,067 | 205 | 145 | 280 |
| 50 | 1.989,00 | 41,42 | 42,83 | 5,06 | 1,53 | 0,96 | 0,51 | 1618 | 7,07 | 0,059 | 0,076 | 0,21 | 0,054 | 231 | 142 | 170 |
| 51 | 1.998,00 | 41,13 | 43,47 | 5,45 | 1,57 | 0,97 | 0,52 | 1446 | 6,27 | 0,056 | 0,084 | 0,21 | 0,051 | 277 | 196 | 108 |
| 52 | 2.007,00 | 18,12 | 20,16 | 38,22 | 9,19 | 3,59 | 2,84 | 12680 | 3,98 | 0,158 | 0,423 | 1,70 | 0,146 | 293 | 409 | 1216 |
| 53 | 2.016,00 | 29,31 | 35,48 | 20,06 | 5,35 | 3,97 | 1,81 | 5383 | 2,05 | 0,285 | 0,295 | 0,67 | 0,091 | 357 | 114 | 334 |
| 54 | 2.025,00 | 34,66 | 43,49 | 11,89 | 3,26 | 2,51 | 1,06 | 3818 | 1,84 | 0,181 | 0,185 | 0,43 | 0,054 | 439 | 101 | 75 |
| 55 | 2.034,00 | 31,39 | 36,15 | 18,50 | 5,24 | 3,24 | 1,68 | 3802 | 2,35 | 0,173 | 0,296 | 0,49 | 0,054 | 401 | 91 | 151 |
| 56 | 2.043,00 | 27,50 | 34,78 | 20,01 | 5,89 | 4,34 | 1,81 | 12533 | 2,26 | 1,255 | 0,324 | 0,45 | 0,078 | 291 | 97 | 153 |
| 57 | 2.052,00 | 38,43 | 47,53 | 6,62 | 1,81 | 1,93 | 0,62 | 3603 | 1,81 | 0,364 | 0,098 | 0,30 | 0,056 | 535 | 115 | 16 |
| 58 | 2.061,00 | 16,32 | 12,86 | 41,11 | 12,68 | 6,81 | 3,78 | 17760 | 2,94 | 0,242 | 0,651 | 0,71 | 0,063 | 193 | 140 | 357 |
| 59 | 2.070,00 | 39,36 | 49,40 | 5,11 | 1,45 | 1,51 | 0,56 | 3204 | 1,55 | 0,249 | 0,090 | 0,29 | 0,040 | 557 | 141 | 0 |
| 60 | 2.079,00 | 26,61 | 29,33 | 25,90 | 7,72 | 3,53 | 2,40 | 5620 | 2,48 | 0,162 | 0,420 | 0,73 | 0,061 | 292 | 456 | 316 |
| 61 | 2.088,00 | 33,87 | 40,31 | 14,41 | 4,26 | 2,23 | 1,44 | 4278 | 2,27 | 0,084 | 0,233 | 0,39 | 0,036 | 344 | 78 | 64 |
| 62 | 2.097,00 | 28,54 | 30,26 | 23,29 | 6,92 | 3,66 | 2,27 | 10977 | 2,86 | 0,211 | 0,349 | 0,45 | 0,044 | 266 | 76 | 136 |
| 63 | 2.106,00 | 41,27 | 50,30 | 3,56 | 1,00 | 0,74 | 0,38 | 1398 | 2,16 | 0,081 | 0,060 | 0,25 | 0,018 | 327 | 44 | 0 |
| 64 | 2.115,00 | 29,68 | 32,37 | 20,15 | 6,32 | 3,33 | 2,08 | 13656 | 3,68 | 0,145 | 0,319 | 0,47 | 0,046 | 267 | 70 | 113 |
| 65 | 2.124,00 | 32,79 | 24,06 | 21,88 | 2,46 | 1,83 | 1,17 | 5963 | 14,72 | 0,110 | 0,089 | 0,17 | 0,074 | 118 | 203 | 149 |
| 66 | 2.127,00 | 21,19 | 14,15 | 43,62 | 5,70 | 1,34 | 3,14 | 9307 | 8,52 | 0,104 | 0,102 | 1,04 | 0,070 | 172 | 168 | 556 |
| 67 | 2.130,00 | * | | | | | | | | | | | | | | |

* - amostras não analisadas

APÊNDICE IV – Tabela com resultados das análises químicas por FRX das amostras do poço P1.

| Nº Amostra | Profundidade (m) | $\delta^{13}\text{C}$ (‰) | $\delta^{18}\text{O}$ (‰) | Desvio $\delta^{13}\text{C}$ (‰) | Desvio $\delta^{18}\text{O}$ (‰) |
|---------------|---------------------|------------------------------|------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|
| 12 | 1.647,00 | 1,76 | -5,90 | 0,05 | 0,07 |
| 13 | 1.656,00 | 1,65 | -5,83 | 0,06 | 0,08 |
| 14 | 1.665,00 | 2,34 | -5,87 | 0,03 | 0,05 |
| 15 | 1.674,00 | 1,71 | -6,04 | 0,06 | 0,06 |
| 16 | 1.683,00 | 2,28 | -5,71 | 0,07 | 0,04 |
| 17 | 1.692,00 | 1,88 | -6,02 | 0,08 | 0,06 |
| 18 | 1.701,00 | 1,65 | -6,01 | 0,03 | 0,04 |
| 19 | 1.710,00 | 2,11 | -5,11 | 0,03 | 0,04 |
| 20 | 1.719,00 | 1,87 | -5,65 | 0,05 | 0,05 |
| 21 | 1.728,00 | 1,95 | -5,69 | 0,06 | 0,05 |
| 22 | 1.737,00 | 1,67 | -6,13 | 0,03 | 0,03 |
| 23 | 1.746,00 | 1,27 | -4,56 | 0,06 | 0,06 |
| 24 | 1.755,00 | 1,00 | -5,27 | 0,05 | 0,05 |
| 25 | 1.764,00 | 1,42 | -4,84 | 0,04 | 0,04 |
| 26 | 1.773,00 | 1,63 | -5,18 | 0,06 | 0,05 |
| 27 | 1.782,00 | 1,25 | -4,60 | 0,03 | 0,03 |
| 28 | 1.791,00 | 2,11 | -4,78 | 0,05 | 0,08 |
| 29 | 1.800,00 | 2,22 | -5,95 | 0,09 | 0,06 |
| 30 | 1.809,00 | 2,11 | -4,93 | 0,06 | 0,04 |
| 31 | 1.818,00 | 2,15 | -4,67 | 0,09 | 0,07 |
| 32 | 1.827,00 | 1,90 | -4,54 | 0,08 | 0,07 |
| 33 | 1.836,00 | 1,53 | -4,09 | 0,07 | 0,08 |
| 34 | 1.845,00 | 1,64 | -3,97 | 0,08 | 0,09 |
| 35 | 1.854,00 | 1,76 | -4,78 | 0,06 | 0,08 |
| 36 | 1.863,00 | 1,73 | -3,78 | 0,07 | 0,07 |
| 37 | 1.872,00 | 1,85 | -4,64 | 0,05 | 0,07 |
| 38 | 1.881,00 | 1,10 | -4,42 | 0,05 | 0,06 |
| 39 | 1.890,00 | 2,58 | -4,02 | 0,05 | 0,06 |
| 40 | 1.899,00 | 2,76 | -3,48 | 0,02 | 0,04 |
| 41 | 1.908,00 | 2,79 | -3,62 | 0,02 | 0,03 |
| 42 | 1.917,00 | 2,85 | -3,87 | 0,03 | 0,03 |
| 43 | 1.926,00 | 2,85 | -3,70 | 0,03 | 0,05 |
| 44 | 1.935,00 | amostra não analisadas | | | |
| 45 | 1.944,00 | amostra não analisadas | | | |
| 46 | 1.953,00 | amostra não analisadas | | | |
| 47 | 1.962,00 | 1,81 | -2,84 | 0,02 | 0,04 |
| 48 | 1.971,00 | 2,05 | -3,64 | 0,02 | 0,04 |
| 49 | 1.980,00 | 2,16 | -4,16 | 0,03 | 0,03 |
| 50 | 1.989,00 | 2,38 | -4,45 | 0,05 | 0,05 |
| 51 | 1.998,00 | 2,36 | -4,62 | 0,07 | 0,07 |
| 52 | 2.007,00 | 1,54 | -5,07 | 0,11 | 0,09 |
| 53 | 2.016,00 | 2,12 | -4,44 | 0,07 | 0,07 |
| 54 | 2.025,00 | 1,96 | -4,12 | 0,07 | 0,07 |
| 55 | 2.034,00 | 2,40 | -3,69 | 0,04 | 0,05 |
| 56 | 2.043,00 | 1,76 | -4,10 | 0,07 | 0,06 |
| 57 | 2.052,00 | 1,42 | -4,02 | 0,07 | 0,07 |
| 58 | 2.061,00 | 0,86 | -4,51 | 0,15 | 0,14 |
| 59 | 2.070,00 | 2,46 | -4,18 | 0,07 | 0,07 |
| 60 | 2.079,00 | 2,36 | -4,24 | 0,06 | 0,09 |
| 61 | 2.088,00 | 3,01 | -3,49 | 0,03 | 0,03 |
| 62 | 2.097,00 | 2,11 | -3,87 | 0,04 | 0,04 |
| 63 | 2.106,00 | 2,01 | -3,89 | 0,05 | 0,04 |
| 64 | 2.115,00 | 1,90 | -3,60 | 0,08 | 0,08 |
| 65 | 2.124,00 | 1,69 | -5,35 | 0,04 | 0,05 |
| 66 | 2.127,00 | 1,34 | -5,06 | 0,03 | 0,05 |
| 67 | 2.130,00 | 0,61 | -4,72 | 0,06 | 0,04 |